W. ULE

Grundriss der Allgemeinen Erdkunde

Zweite Auflage



S. Hirzel in Leipzig

G
U

Grundriss

der

Allgemeinen Erdkunde

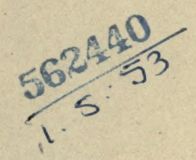
von

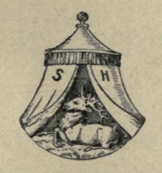
Dr. Willi Ule (i.e. Wilhelm)
Professor an der Universität Rostock.

Mit 114 in den Text gedruckten Figuren.

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

Zweite vermehrte Auflage.





Leipzig
Verlag von S. Hirzel
1915.

Copyright by S. Hirzel at Leipzig, 1915.

Das Recht der Übersetzung ist vorbehalten.

Aus dem Vorwort zur ersten Auflage.

Das vorliegende Buch soll den Leser in leichtverständlicher Form über das weite Gebiet der Allgemeinen Erdkunde auf Grund der gegenwärtigen Kenntnis belehren. Es ist im besonderen dazu bestimmt, dem Studierenden als Leitfaden für die Vorlesung, dem Kandidaten als Vorbereitungsmittel für die Prüfung und dem Lehrer als Nachschlagebuch während seiner Tätigkeit zu dienen.

Dieser Zweck war für die Auswahl wie für die Behandlung des Stoffes maßgebend. Das Buch enthält nur das Wissenswerteste in möglichst kurzer Fassung und übersichtlicher Anordnung. Auch die dem Texte beigefügten Literaturnachweise bringen nur die wichtigsten, für die weitere Belehrung notwendigen Bücher.

Die einzelnen Abschnitte des Buches bilden in sich abgeschlossene Darstellungen. Eine solche Behandlungsweise hat allerdings mehrfache Wiederholungen veranlaßt, ersparte aber andererseits allzu häufige Verweise, die die Benutzung eines Buches erschweren.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Für die Auswahl und Behandlung des Stoffes wurde der im Vorwort zur ersten Auflage angegebene Grundgedanke unverändert beibehalten. Aber der Text ist durchweg wesentlich vermehrt. Das erforderte schon der ungeheure Fortschritt, den die Wissenschaft auf allen Gebieten der Allgemeinen Erdkunde in den letzten Jahren gemacht hat. Außerdem veranlaßte den Verfasser auch die praktische Erfahrung während seiner

Lehrtätigkeit zu vielfachen Ergänzungen und Erweiterungen. Nicht minder haben die aus Fachkreisen laut gewordenen Wünsche manche Umarbeitung des Textes hervorgerufen. Auch den Abbildungen sind zahlreiche neue hinzugefügt worden, was hoffentlich die Brauchbarkeit des Buches erhöht.

Bei dem Lesen der Korrektur war dem Verfasser Herr cand. math. E. Heinemann mit großem Eifer behilflich, wofür ihm aufrichtiger Dank gebührt.

Rostock, im Oktober 1915.

Willi Ule.

Inhalt.

Einleitung.

Mathematisch-astronomische Erdkunde.

Die Erde als Weltkörper.

Darstellung der Erdoberfläche.

Physische Erdkunde.

Das Land.

Das Meer.

Die Atmosphäre.

Biologische Erdkunde.

Pflanzengeographie.

Tiergeographie

Anthropogeographie.

Einleitung.

Aufgabe und Inhalt der Erdkunde.

Erdkunde oder Geographie ist die Wissenschaft von den Erscheinungen der Erdoberfläche in ihren wechselseitigen Beziehungen und in ihrer räumlichen Anordnung; sie hat die Aufgabe, die Erscheinungen zu beschreiben und zu erklären, ihren ursächlichen Zusammenhang festzustellen und sie auf allgemeine Gesetze zurückzuführen.

Die Einzelerscheinungen bilden in ihrer Gesamtheit das, was wir gemeinhin die Natur eines Landes nennen; es sind Naturerscheinungen, und die Erdkunde, die sich mit ihnen zu beschäftigen hat, ist darum eine Naturwissenschaft. Als solche ist sie auch durch ihre Arbeitsmethode deutlich gekennzeichnet. Sie stützt sich bei der Sammlung des Materials auf die Beobachtung und verarbeitet die Beobachtungsergebnisse vorwiegend nach der induktiven Methode, die vom einzelnen zum ganzen fortschreitet. Ihr Ziel erstrebt sie meist auf dem Wege des Vergleichs; deshalb hat man auch den Ausdruck „vergleichende Erdkunde“ für sie angewandt. Als Lehre von der räumlichen Anordnung der Dinge auf der Erde ist sie eine chorologische oder Raumwissenschaft.

Auch der Mensch ist in der Geographie nur als eine Naturerscheinung, als ein naturwissenschaftliches Objekt aufzufassen und ist nur soweit in die Betrachtung aufzunehmen, als er die Natur eines Landes mitbestimmt und er selbst in seiner Eigenart von ihr abhängig erscheint.

Handelt es sich bei der Forschung um Erscheinungen der ganzen Erde oder um die Erklärung der Erscheinungen an sich, so haben wir es mit Aufgaben der allgemeinen Erdkunde zu tun; sind dagegen die Erscheinungen auf einen engeren Raum, auf einen Teil der Erde, auf ein Land beschränkt, so bezeichnen wir dieses Arbeitsfeld als Länderkunde. Allgemeine Erdkunde und Länderkunde sind demnach im wesentlichen nur durch den Umfang des Gegenstandes, den sie behandeln, verschieden.

Unter einem Lande im geographischen Sinne haben wir einen Teil der Erdoberfläche zu verstehen, der durch seine Natur als eine Einheit, als ein Individuum erscheint. Der Umfang eines Landes ändert sich nach dem Umfange der gemeinsamen Züge. Wir können Erdteile, Länder und Landschaften als Abstufungen des Begriffes Land ansehen. Ein solches geographisches Land ist nicht scharf begrenzt, sondern verliert nach den Nachbargebieten allmählich seine Merkmale, bis sich durch das Hervortreten anderer Eigentümlichkeiten ein neues Land bildet.

Die Natur eines Landes wie die der ganzen Erdoberfläche setzt sich aus einer Reihe von Erscheinungen zusammen, die drei großen Gruppen zugeordnet werden können; sie sind mathematisch-astronomische, physikalische und biologische Erscheinungen. Mit den ersteren beschäftigt sich die mathematisch-astronomische Erdkunde, welche die Erde als Weltkörper betrachtet, mit den zweiten die physische oder physikalische Erdkunde, auch als Geophysik bezeichnet, mit den letzten die biologische Erdkunde oder Biogeographie, der die Pflanzen-, Tier- und Anthropogeographie angehören.

Die Aufgabe der Erdkunde erfordert zu ihrer Lösung eine Reihe von Kenntnissen, die gleichsam die Elemente dieser Wissenschaft bilden. Sie sind der Inhalt des Wissenszweiges, den man vielfach als allgemeine Erdkunde zu bezeichnen pflegt, obwohl sie in Wirklichkeit nur die Grundlage zu der Erd- und Länderkunde liefern. Es sind Kenntnisse, die den übrigen Naturwissenschaften, der Astronomie, Geologie, Physik, Meteorologie, Botanik und Zoologie sowie auch der Anthropologie, Ethnologie und der Geschichte entnommen sind, die insofern Hilfswissenschaften der Erdkunde sind.

Literatur:

Ferd. v. Richthofen, Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie. — Leipzig, 1883.

Alfred Hettner, Das Wesen und die Methoden der Geographie (Geogr. Zeitschrift. 11. Bd., 1905).

Geschichte der Erdkunde.

Die Erdkunde in der gegebenen Definition ist noch eine sehr junge Wissenschaft, ihre Begründung fällt in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts. Gleichwohl beschäftigten sich schon die ältesten griechischen Gelehrten mit geographischen Problemen. Als der bedeutendste Geograph des Altertums ist Eratosthenes zu nennen, der im 3. Jahrhundert v. Chr. bereits eine „Geographie“ schrieb, in der alle Gebiete

der Erdkunde zur Behandlung kamen. Die späteren Gelehrten des klassischen Altertums widmeten sich zum Teil dem Ausbau der Kartographie, zum Teil lieferten sie beschreibende Darstellungen der ihnen bekannten Länder und Völker. In dieser Richtung arbeitete auch Strabo, dessen Werk die bedeutendste Länderkunde des Altertums bildete. Die mathematische Geographie wurde namentlich durch Ptolemäus entwickelt. Seine Lehre brachte erst Copernikus zum Sturze.

Im Mittelalter und selbst im Zeitalter der großen Entdeckungen schritt die wissenschaftliche Erdkunde nur wenig vorwärts; sie blieb Geographie, d. i. Erdbeschreibung, und artete schließlich in Sammlungen von Merkwürdigkeiten aus. Ein wirklich geographisches Werk, in dem bei der Darstellung der Länder auch der kausale Zusammenhang der Erscheinungen zu ermitteln versucht wurde, bot erst wieder Bernhard Varen im 17. Jahrhundert in seiner „Geographia generalis“ dar. Allein trotzdem brachte auch die folgende Zeit nur Erdbeschreibungen, in die aus der Statistik eine Menge von Zahlen aufgenommen wurde, welche die Geographie selbst nur mit einem unnötigen Ballast beschwerte, ihre Entwicklung aber kaum förderte.

Die Begründer der gegenwärtigen Erdkunde sind Alexander von Humboldt und Carl Ritter. Ersterer schuf die physikalische Erdkunde, letzterer lehrte die Bedeutung dieser für die geschichtliche Entwicklung der Menschheit. Ritters Werk „Die Erdkunde im Verhältnis zur Natur und zur Geschichte des Menschen, oder allgemein vergleichende Geographie als sichere Grundlage des Studiums und Unterrichts in den physikalischen und historischen Wissenschaften“ hat lange Zeit die Geographie entscheidend beherrscht. Die Wege, welche der Meister gewiesen, sind freilich von den Schülern nicht immer betreten, sondern vielfach, wohl unter dem Einflusse Ritters selbst, überschritten worden. Die Erdkunde entfaltete sich nach zwei Richtungen selbständig, nach der geschichtlichen und nach der physikalischen, sank aber damit zugleich zu Hilfswissenschaften der Geschichte und der Naturwissenschaft im allgemeinen herab. Ihr weiterer Ausbau zu einer nach Aufgabe und Methode einheitlichen Wissenschaft ist das Werk der neueren Zeit, die durch Oskar Peschel eingeleitet wurde. In dieser hat die Erdkunde unter der Führung hervorragender Gelehrter, wie Ferdinand von Richthofen, Friedrich Ratzel, Alfred Kirchhoff u. a. m. durch die großen Entdeckungen in allen Gebieten der Erde und durch den gewaltigen Fortschritt der gesamten Naturwissenschaft einen ungeahnten Aufschwung genommen.

Literatur:
Oskar Peschel, Geschichte der Geographie bis auf Alex. v. Humboldt und C. Ritter. 2. Aufl. von S. Ruge. — München, 1877.
Hugo Berger, Geschichte der wissenschaftlichen Erdkunde der Griechen. — Leipzig, 1887—93.
J. G. Hahn, Die Klassiker der Erdkunde und ihre Bedeutung für die geographische Forschung der Gegenwart. — Königsberger Studien.
Siegm. Günther, Geschichte der Erdkunde. (Klar, Die Erdkunde. I. Teil.) — Leipzig u. Wien, 1904.

Allgemeine Lehrmittel.

Infolge des schnellen Ausbaues der wissenschaftlichen Erdkunde ist die geographische Literatur sehr umfangreich geworden. Wir besitzen aber in dem jetzt von Hermann Wagner herausgegebenen „Geographischen Jahrbuch“ und in der von der Berliner Gesellschaft für Erdkunde veröffentlichten „Bibliotheca geographica“ vortreffliche Wegweiser durch das weite Gebiet. Außerdem stehen uns eine Reihe allgemeiner Lehrmittel zur Verfügung, die uns ausreichend in die wichtigste Literatur einführen und zugleich eine sichere Grundlage für das Studium der Erdkunde liefern.

Zunächst gehören hierzu die großen Lehr- und Handbücher. Das gesamte Gebiet der allgemeinen Erdkunde behandelt in sehr ausführlicher Darstellung Hermann Wagner in dem ersten Bande seines „Lehrbuchs der Geographie“. Auch das von Oskar Kende unter Mitarbeit zahlreicher Gelehrter herausgegebene „Handbuch der geographischen Wissenschaft“ bringt im ersten Bande eine alle Gebiete umfassende „Allgemeine Erdkunde“. Für die physikalische Erdkunde und die Pflanzen- und Tier-Geographie ist Supans Werk „Grundzüge der physischen Erdkunde“ das zuverlässigste Lehrmittel. Diesem inhaltlich gleich, aber mehr in gemeinverständlicher Form gehalten ist das jetzt in 3 Bänden von Hann, Brückner und Kirchhoff verfaßte Werk „Allgemeine Erdkunde von Hann, Hochstetter und Pokorny“, erschienen als 1. Band des Sammelwerks „Unser Wissen von der Erde“. In überaus klarer, streng wissenschaftlicher Form hat weiter E. de Martonne gleichfalls das Gesamtgebiet der physischen Geographie einschließlich der Tier- und Pflanzengeographie in seinem Werk „Traité de géographie physique“ behandelt. Eine Reihe wertvoller Lehrmittel bietet dann die von Friedrich Ratzel begründete, jetzt von Albrecht Penck herausgegebene „Bibliothek geographischer Handbücher“, in der Ratzel selbst

die Anthropogeographie, Albrecht Penck die Morphologie, Julius Hann die Klimatologie, Otto Krümmel die Ozeanographie, Oskar Drude die Pflanzengeographie bearbeitet haben. Einem ähnlichen Zweck dient das von Maximilian Klar in Verbindung mit zahlreichen Autoren herausgegebene Sammelwerk „Die Erdkunde", in dem auch alle Hilfswissenschaften sowie die Methode und die Geschichte der Geographie zur Behandlung kommen sollen. Daneben muß auch die bekannte Sammlung Göschen hier erwähnt werden, die in einer Reihe von Heftchen recht brauchbare Darstellungen einzelner Gebiete der allgemeinen Erdkunde bringt. Ein unentbehrliches Quellenwerk ist uns endlich in Siegmund Günthers „Handbuch der Geophysik" gegeben.

Über den gegenwärtigen Fortschritt unserer geographischen Kenntnisse unterrichten fortlaufend verschiedene Zeitschriften, so Petermanns Mitteilungen, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin und Hettners Geographische Zeitschrift. Das zum Studium erforderliche Kartenmaterial enthalten Stielers Handatlas, Debes' Neuer Handatlas und Andrees Handatlas, der jetzt erheblich verbessert ist. Für die allgemeine Erdkunde im besonderen ist Berghaus' Physikalischer Atlas das beste Hilfsmittel.

Für die Ausführung praktischer geographischer Forschungen geben Neumayers Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen, ferner v. Richthofens Führer für Forschungsreisende und teilweise auch Kirchhoffs Anleitung zur Deutschen Landes- und Volksforschung die nötige Belehrung. Diese Werke bilden zugleich treffliche Hilfsmittel für das Studium der Erdkunde. Von Richthofens Führer für Forschungsreisende ist geradezu ein Lehrbuch der Morphologie.

Literatur:

Geographisches Jahrbuch. Begründ. v. E. Behm, herausgeg. v. Herm. Wagner. — Gotha.

Bibliotheca geographica. Herausgeg. v. d. Gesellsch. f. Erdkunde z. Berlin. — Berlin.

Herm. Wagner, Lehrbuch der Geographie. 9. Aufl. v. Guthe-Wagners Lehrbuch. — Hannover-Leipzig, 1. Bd. 1912.

Oskar Kende, Handbuch der geographischen Wissenschaft. I. Teil: Allgemeine Erdkunde. — Berlin, 1914.

Alex. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. — Leipzig, 5. Aufl. 1911.

Hann, Hochstetter, Pokorny, Allgemeine Erdkunde. 5. Aufl. in 3 Bänden v. Hann, Brückner, Kirchhoff. — Wien-Leipzig, 1896—1899.

E. de Martonne, Traité de géographie physique. — Paris 1909.

Bibliothek geographischer Handbücher. Herausgeg. v. A. Penck. — Stuttgart.

Die Erdkunde. Eine Darstellung ihrer Wissensgebiete, ihrer Hilfswissenschaften und der Methode ihres Unterrichts. Herausgeg. v. Max. Klar. — Leipzig und Wien.

Siegmund Günther, Handbuch der Geophysik. — Stuttgart, 2. Aufl., I. Bd. 1897, II. Bd. 1899.

Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Herausgeg. v. G. Neumayer. — Hannover, 3. Aufl., 1906.

Ferd. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. — Berlin, 1886.

Anleitung zur deutschen Landes- und Volksforschung. Herausgeg. v. Alfred Kirchhoff. — Stuttgart, 1889.

A. Petermanns Mitteilungen aus Just. Perthes' Geographischer Anstalt. — Gotha.

Geographische Zeitschrift. Herausgeg. v. Alfred Hettner. — Leipzig.

Stielers Handatlas. — Gotha, 9. Aufl. 1914.

E. Debes' Neuer Handatlas. — Leipzig, 4. Aufl. 1914.

Andrees Handatlas. — Bielefeld u. Leipzig, 5. Aufl. 1912.

Berghaus' Physikalischer Atlas. — Gotha, 3. Ausg. 1886—92.

Mathematisch-astronomische Erdkunde.

Die Erde zeigt eine Reihe von Erscheinungen, die sie ihrer Stellung im Weltraume verdankt. Mit ihnen beschäftigt sich die mathematisch-astronomische Erdkunde; sie leitet aus ihnen die Maßzahlen für die räumlichen Verhältnisse ab und bestimmt nach ihnen im besonderen die Lage eines Punktes auf der Erde.

Literatur:

H. C. E. Martus, Astronomische Erdkunde. — Leipzig, 4. Aufl. 1912.

Siegmund Günther, Handbuch der mathematischen Geographie. (Bibl. geogr. Handbücher v. Fr. Ratzel). — Stuttgart, 1890.

J. B. Messerschmitt, Die Erde als Himmelskörper. — Stuttgart, 1909.

Wilh. Meyer, Das Weltgebäude. — Leipzig-Wien, 1898.

S. Newcomb, Populäre Astronomie, Deutsch von Vogel. — Leipzig, 1892.

Die Sonne und die Sterne.

Die Erde als Weltkörper bildet ein Glied unseres Sonnensystems. Im Zentrum steht die Sonne, umkreist von einer Anzahl Weltkörper gleich der Erde, die wieder von Trabanten oder Monden auf ihrer Bahn begleitet werden.

Unsere Sonne ist ein mit eigenem Lichte leuchtender Stern. Gleich ihr sind vermutlich die meisten der übrigen Sterne, die wir am Himmel wahrnehmen, ebenfalls selbstleuchtend, wieder Sonnen, vielleicht auch umkreist von anderen Weltkörpern.

Am Himmel Mitteleuropas erblicken wir mit bloßem Auge rund 3300 Sterne; am gesamten Himmel stehen 5700 sichtbare Sterne. Sie leuchten mit verschiedener Helligkeit. Nach dem Grade dieser unterscheidet man die Sterne als solche 1., 2. usw. Größe. Mit dem unbewaffneten Auge sind Sterne bis zur 6. Größe wahrnehmbar.

Unter den Sternen verändern die meisten ihre Stellung zueinander

nicht, sie heißen darum Fixsterne (stellae fixae). Andere zeigen eine tägliche Ortsveränderung, man hat sie Wandelsterne oder Planeten genannt. Die letzteren sind die Begleiter unserer Sonne, zu ihnen gehört die Erde selbst.

Um sich in der großen Schar der Fixsterne am Himmel zurecht zu finden, hat man diese zu Gruppen, sogenannten Sternbildern, zusammengefaßt, denen man Namen meist von Göttern, Menschen und Tieren, z. T. der griechischen Mythologie entlehnt, beigelegt hat.

Mit Hilfe des Fernrohrs erweitert sich die Zahl der Sterne am Himmel gewaltig. Lichtnebel wie die Milchstraße lösen sich dann in Sternhaufen auf. Man betrachtet darum die Milchstraße als eine Anhäufung von Sternen oder Sonnen in einem Raume, der eine flachlinsenförmige Gestalt hat. Die Milchstraße zeigt uns das Bild, das uns ein Blick nach der Kante der Linse gewährt, die sternenarmen Flächen außerhalb stellen die Decken der Linse dar. Unser Sonnensystem gehört diesem Sternhaufen an, es befindet sich nahe dem Rande der Linse in einem Gebiete, in dem die Himmelskörper ziemlich dicht gedrängt sind.

Die Sonne bleibt nicht unveränderlich an diesem Platze, sondern bewegt sich mit großer Geschwindigkeit durch das Weltall gegen das Bild des Herkules hin. Diese fortschreitende Bewegung ist aus einer kaum merklichen Ortsveränderung der Fixsterne und den Verschiebungen der dunklen Linien des Spektrums der Gestirne, die nach dem Dopplerschen Prinzip eine Folge der Annäherung oder Entfernung der Lichtquelle sind, erkannt worden.

An Größe übertrifft die Sonne unsere Erde bedeutend. Ihr Radius mißt annähernd 700000 km; sie ist so groß, daß die Erde mit der Mondbahn in ihr fast zweimal nebeneinander Platz finden würde, und sie nimmt einen Raum ein, der $1\frac{1}{4}$ Mill. mal größer ist als der der Erde. An Masse überwiegt sie die Erde um das 327000fache.

Die physikalische Natur der Sonne ist in der letzten Zeit durch spektralanalytische Untersuchungen genauer erforscht worden. Danach ist sie ein in höchster Glut befindlicher Körper. Wir unterscheiden einen inneren weißglühenden Kern, der zunächst von einer glühenden hellglänzenden Gashülle, der Photosphäre, umgeben ist. Über dieser liegt noch eine zweite Hülle von kühleren, rötlichen Gasen, die Chromosphäre, und bei Sonnenfinsternissen wird noch als sogenannte Corona eine weitere Gashülle sichtbar. Ihre Massen sind vermutlich in steter Bewegung und Umwandlung. An ihrem Rande beobachten wir

mächtige Eruptionen von Gasen, die Protuberanzen, und auf der Scheibe selbst treten zuweilen helle Lichtadern, die Fackeln, oder dunkle, von einem Halbschatten, der Penumbra, umgebene Stellen, die Sonnenflecken, auf. Das Wesen der letzteren ist noch nicht völlig erklärt. Sie erscheinen in fortwährend wechselnder Zahl und Größe, doch nimmt ihre Häufigkeit periodisch zu und ab. Die Periode umfaßt nach Rudolf Wolf einen Zeitraum von etwa 11,3 Jahren. Auf der Scheibe selbst bewegen sie sich von Westen nach Osten, woraus wir auf eine entsprechende Rotation der Sonne schließen müssen. Die Umdrehung vollzieht sich in der Zeit von etwa 25,4 Tagen.

Auf die Zustände auf der Erde übt die Sonne einen bedeutenden Einfluß aus, vor allem durch ihren ungeheuren Energievorrat, der sich in der Wärme- und Lichtstrahlung äußert. Die Temperatur der Sonne wird auf 4000—15000^0 geschätzt und ihr Licht ist so stark, daß es 300000 Normalkerzen gleichkommt, von denen eine starke Bogenlampe nur etwa 10000 repräsentiert. Die Sonnenstrahlung ist die Hauptursache aller Vorgänge in unserer Atmosphäre und damit zugleich alles Lebens auf der Erde.

Das Sonnensystem.

Die Planeten umkreisen mit ihren Trabanten sämtlich die Sonne. Als Ursache dieser Bewegung erkannte Newton (1643—1726) die allgemeine Schwere oder Gravitation. Sein Gravitationsgesetz lautet: Die Anziehungskraft zweier Körper aufeinander ist der Masse direkt, dem Quadrate der Entfernung umgekehrt proportional.

Sind a und a_1 die Anziehungskräfte zweier Körper, m und m_1 die Massen, r und r_1 die Entfernungen, so verhält sich

$$a : a_1 = \frac{m}{r^2} : \frac{m_1}{r_1^2}.$$

Setzen wir die Masse der Sonne gleich 1, die Entfernung gleich r, so ergibt sich die Anziehung auf den Planeten zu $\frac{1}{r^2}$; die Anziehung des Planeten ist $= \frac{m}{r^2}$, mithin die Gesamtanziehung $= \frac{1+m}{r^2}$.

Die Art der Bewegung hat Kepler (1571—1630) durch folgende drei Gesetze ausgedrückt:

1. Die Bahn eines Planeten ist eine Ellipse, in deren einem Brennpunkte sich die Sonne befindet.

Der Beweis ergibt sich aus der direkten Beobachtung des scheinbaren Halbmessers der Sonne, der sich der elliptischen Bahn entsprechend verändert. Kepler fand dieses Gesetz aus der Bahn des Mars.

2. Der Vektorradius eines Planeten beschreibt in gleichen Zeiten gleiche Flächen.

Wir veranschaulichen dieses Gesetz in der beistehenden Figur (1). Es sind in diesen die Flächen ABC, DBE und FBG einander gleich; die verschiedenen Geschwindigkeiten an den einzelnen Punkten der Ellipse zeigen dagegen die zu den Flächen gehörigen ungleichen Wegstrecken AC, DE und FG.

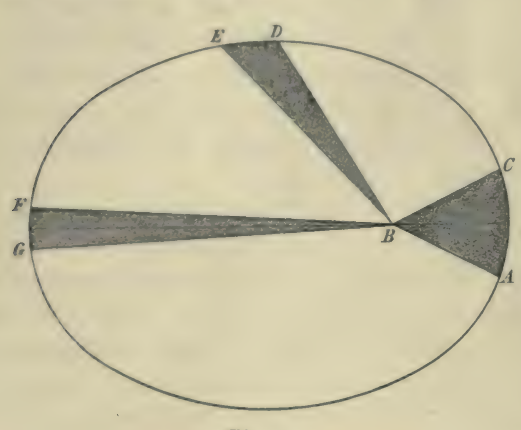


Fig. 1.

Den Beweis liefert uns die Betrachtung der Bewegung eines Körpers, der von einem Zentralkörper angezogen wird. Ist S die anziehende Masse und A der sich bewegende Körper (Fig. 2), so sei die Geschwindigkeit dieses Körpers so groß, daß er in der Zeiteinheit nach A_1 gelangen würde. In derselben Zeit würde ihn aber die Anziehung des Zentralkörpers nach A_2 ziehen, infolgedessen wird er in Wirklichkeit nicht nach A_1, sondern nach B gelangen. Von hier bewegt er sich in der Richtung AB fort. Wieder wirkt die Anziehung und nach der Zeiteinheit kommt er unter deren Einfluß nach C. Und so fort. Verbinden wir S mit A_1, B_1 usw., so erhalten wir eine Reihe von Dreiecken, die untereinander flächengleich sind:

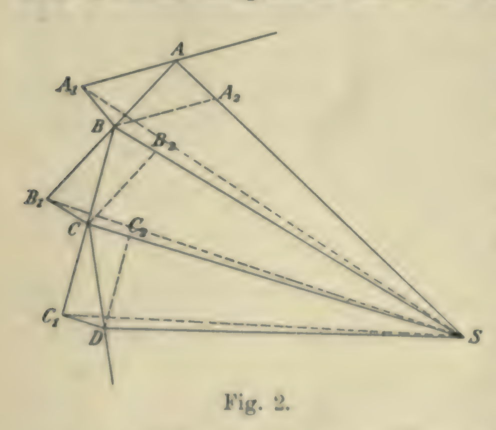


Fig. 2.

$\Delta ABS = BB_1S$ (gleiche Grundlinien und gleiche Höhe).

$\Delta BB_1S = BCS$ (gemeinsame Grundlinie BS, gleiche Höhen, da $BB_2 \parallel CB_1$.

$\Delta BCS = CC_1S$ usw.

Wie groß auch immer die Anziehung ist, stets bleiben die durch die Bewegung des Körpers entstehenden Dreiecke flächengleich. Das gilt auch für endliche Zeiten.

Wenn aber die Bewegung in der Zeiteinheit so erfolgt, daß die Dreiecke aus Weg und Radiivektoren immer flächengleich bleiben, so muß der Weg, den der Körper zurücklegt umso größer sein, je mehr er sich dem Zentralkörper nähert, es nimmt also seine Geschwindigkeit mit der Annäherung zu und es

ändern sich entsprechend die Winkelgeschwindigkeiten. Im Punkte A (Fig. 1) sei die Entfernung r, die Winkelgeschwindigkeit w, im Punkte D entsprechend r_1 und w_1. In der Zeiteinheit gelangt A nach C, D nach E. Da wir diese Strecken als unendlich klein anzunehmen haben, so können wir sie als die Bögen zu den Radien r und r_1 ansehen; es ist dann $AC = r \cdot w$ und demnach der Sektor $ABC = \frac{r \cdot rw}{2} = \frac{r^2 w}{2}$ und ebenso der Sektor $DBE = \frac{r_1^2 w_1}{2}$. Daraus folgt

$$r^2 w = r_1^2 w_1$$

oder $w : w_1 = r_1^2 : r^2$, d. h. die Winkelgeschwindigkeiten eines Planeten in den verschiedenen Punkten seiner Bahn verhalten sich zueinander umgekehrt wie die Quadrate seiner Abstände von der Sonne. Es ist das das sogenannte Flächengesetz, das für jede Zentralkraft gilt.

3. Die Quadrate der Umlaufszeiten zweier Planeten verhalten sich zueinander wie die Kuben ihrer mittleren Entfernung von der Sonne.

Der Umlauf ist eine Folge einer konstanten nach dem Zentralkörper gerichteten Kraft, die den sich bewegenden Körper in der Kreisbahn erhält. Das Maß dieser Kraft können wir bestimmen. Es sei S (Fig. 3) der Zentralkörper. Dieser sucht den Körper A, der sich frei nach B bewegen würde, nach E zu ziehen. Das Ergebnis ist, daß A nach der Zeiteinheit nach B gelangt. Für den Bogen AC können wir auch die Sehne AC setzen, die dann gleich der Geschwindigkeit v ist. In dem Dreieck ACD verhält sich dann $AE : AC = AC : AD$, also ist

$$AE = \frac{AC^2}{AD} = \frac{v^2}{2r}.$$

Nun ist das Maß der Kraft im Punkte C gleich $2\,AE$; denn, wenn ein Körper von einer konstanten Kraft bewegt wird, ist das Doppelte des in der ersten Zeiteinheit zurückgelegten Weges das Maß der Kraft, in unserem Fall also $= \frac{v^2}{r}$.

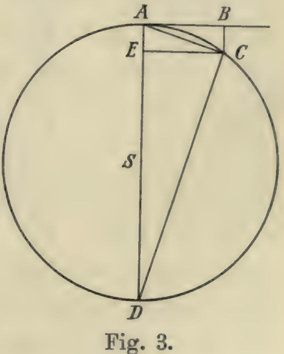


Fig. 3.

Bewegen sich 2 Planeten P und P_1 mit den Entfernungen R und R_1 und den Umlaufszeiten U und U_1, so sind die Geschwindigkeiten $\frac{2R\pi}{U}$ und $\frac{2R_1\pi}{U_1}$, mithin ist das Maß der Sonnenanziehung $\frac{4R^2\pi^2}{U^2 R}$ und $\frac{4R_1^2\pi^2}{U_1^2 R_1}$ oder $\frac{4R\pi^2}{U^2}$ und $\frac{4R_1\pi^2}{U_1^2}$.

Anderseits ist nach dem Gravitationsgesetz die Anziehung zwischen Sonne und Planet, wie oben gezeigt, $\frac{1+M}{R^2}$ und $\frac{1+M_1}{R_1^2}$. Daraus folgt

$$\frac{1+M}{R^2} = \frac{4R\pi^2}{U^2} \text{ oder } U^2(1+M) = 4R^3\pi^2$$

$$\text{und } \frac{1+M_1}{R_1^2} = \frac{4R_1\pi}{U_1^2} \text{ oder } U_1^2(1+M_1) = 4R_1^3\pi^2.$$

Da die Massen vernachlässigt werden können, so ergibt sich

$$U^2 : U_1^2 = R^3 : R_1^3.$$

Dem Sonnensystem gehören zunächst die bekannten 8 größeren Planeten an. Sie umkreisen in stets wachsender Entfernung die Sonne.

Ihre Abstände von dieser nehmen nach einem einfachen Verhältnisse zu. Zwischen dem 4. und 5. in der Reihenfolge, dem Mars und dem Jupiter, zeigt sich aber ein Zwischenraum, der besetzt ist von einer großen Menge kleinerer Weltkörper, den Asteroiden oder Planetoiden. Weiter erscheinen im Bereiche unseres Sonnensystems noch die eigentümlichen Schweifsterne oder Kometen; sie beschreiben sehr exzentrische Ellipsen von gewaltiger Größe oder Bahnen, die sie nur vorübergehend der Sonne nahe bringen.

Endlich umschwärmen die Sonne auch noch zahlreiche kleine Weltkörper, die zuweilen in unsere Atmosphäre eintreten und dann infolge der Reibung in der Luft sich stark erhitzen, so daß sie als Sternschnuppen oder Meteore am Himmel aufleuchten. Einzelne davon fallen auch als Meteorsteine oder Meteoriten zur Erde nieder.

Die Planeten werden meist wieder von Weltkörpern, von Trabanten oder Monden, umkreist. Diese drehen sich um ihre Achse von Westen nach Osten in derselben Richtung, in der sich die Planeten um die Sonne bewegen und in der sich die Sonne um ihre Achse dreht. Ihre Bahnen sind sämtlich nur wenig gegeneinander und gegen die Äquatorebene der Sonne geneigt. Aus diesen fast allen Weltkörpern des Sonnensystems gemeinsamen Eigenschaften geht deutlich ihre enge Zusammengehörigkeit hervor, die uns auch auf einen gemeinsamen Ursprung hinweist. Auf solche Tatsachen hat Kant seine Theorie der Entstehung unseres Sonnensystems aufgebaut, die dann später unter mathematischer Begründung von neuem von Laplace annähernd gleichlautend entwickelt wurde.

Nach der Kant-Laplace'schen Theorie sind Sonne und Planeten aus einer einzigen rotierenden, außerordentlich heißen und dampfförmigen Masse durch allmähliche Abkühlung und Einschrumpfung hervorgegangen. Es folgt daraus, daß die sämtlichen Weltkörper des Sonnensystems aus denselben Stoffen bestehen müssen, was durch die Spektralanalyse auch bestätigt wird. Da durch diese ferner der Nachweis geliefert wurde, daß auch die Fixsterne die gleichen chemischen Elemente besitzen, die wir in der Sonne gefunden haben, so ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß auch sie mit der Sonne einmal eine einheitliche Masse bildeten.

Der Mond.

Der Mond, der Trabant unserer Erde, ist im Verhältnis zu dieser ein kleiner Weltkörper. Sein Radius mißt 1750 km, d. i. $^2/_7$ des Erdradius, sein Inhalt beträgt $^1/_{50}$ und seine Masse sogar nur $^1/_{80}$ der Erde. Auch seine Entfernung von uns ist nicht groß, im Mittel nur 384000 km. Infolge seiner elliptischen Bahn nähert er sich uns bis auf 354000 km, entfernt sich aber im Maximum auf 414000 km.

Der Mond umkreist die Erde in nahezu 27 $^1/_3$ Tagen. In derselben Zeit vollendet er eine Umdrehung um die eigene Achse, so daß er der Erde nur immer eine Seite zukehrt. Durch seine eigene Bewegung bleibt er täglich am Himmel hinter der Sonne um 50 Min. zurück. Die Zeit seines Umlaufes bis zur Kulmination mit demselben Fixsterne ist der siderische Monat.

Als an sich dunkler Weltkörper empfängt der Mond sein Licht wie die Planeten von der Sonne. Je nach der Größe der Belichtung seiner uns zugekehrten Seite haben wir Neumond, Vollmond, erstes oder letztes Viertel. Den Wechsel der Phasen vollendet er in 29 $^1/_2$ Tagen; diese Zeit ist der synodische Monat. Die Stellung des Mondes zur Sonne bei Neumond heißt die Konjunktion, die bei Vollmond, wo die Erde zwischen Sonne und Mond tritt, dagegen die Opposition, diejenige zur Zeit der Viertel die Quadratur. Die ersteren Stellungen nennt man auch gemeinsam die Syzygien.

Tritt der Mond zur Zeit der Syzygien in die Richtung von der Erde nach der Sonne, so entstehen die Finsternisse. Diese kommen nicht immer während der Syzygien zustande. Weil die Mondbahn zur Erdbahn um 5° geneigt ist, sind sie nur möglich, wenn der Mond auf seiner Bahn gleichzeitig in der Erdbahn oder wenigstens nahe dieser steht.

Die Oberfläche unseres Trabanten ist reich an Gebirgen, die vielfach kraterähnliche Becken ringförmig umschließen. Wasser ist auf ihr offenbar nicht mehr vorhanden, ebenso fehlt eine Atmosphäre. Licht und Wärme, die ihm die Sonne zustrahlt, reflektiert der Mond; doch ist seine Wärmestrahlung sehr gering, sie erreicht nach den Untersuchungen von Marié-Davy und Lord Rosse nur etwa $^1/_{83000}$ der Sonnenwärme.

Infolge seiner großen Nähe übt aber seine Anziehungskraft trotz seiner geringen Größe einen bedeutenden Einfluß aus und erzeugt mehr noch als die Sonne Gezeitenbewegungen in den Meeren.

Die Erde als Weltkörper.

Die Bewegungen der Erde.

Rotation.

Copernikus hat uns gelehrt, daß die tägliche Bewegung der Gestirne am Himmel nur scheinbar ist, daß in Wirklichkeit die Erde sich um ihre eigene Achse dreht.

Für diese Rotation haben wir zunächst einige augenscheinliche Beweise. Als solche gelten die eigenartigen und selbständigen Bewegungen der Sonne, des Mondes und der Planeten am Himmel, die nicht mit denen der Fixsterne zusammenfallen, und ferner der Widerspruch zu den Gesetzen der Mechanik, der darin liegt, daß der kleinen Masse der Erde nicht die Kraft innewohnen kann, alle übrigen Körper zu zwingen, sie in der gleichen Zeit zu umkreisen, zumal da die Fixsterne bei der großen Entfernung mit ungeheuren Geschwindigkeiten fortschreiten müßten.

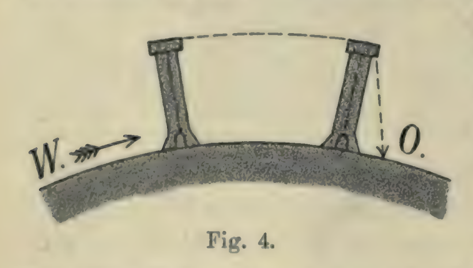


Fig. 4.

Seit der Entdeckung des Beharrungsgesetzes durch Galilei besitzen wir auch direkte Beweise für die Achsendrehung der Erde. Bei dem freien Falle von hochgelegenen Punkten aus beobachten wir eine Ablenkung nach Osten. Der fallende Gegenstand gelangt nicht genau an dem Punkte senkrecht unter dem Orte, von wo der Fall beginnt, sondern, wie die beigefügte Figur (4) zeigt, etwas östlich davon zum Boden. Diese Ablenkung erklärt sich aus der größeren Rotationsgeschwindigkeit an dem oberen Punkte gegenüber der am unteren, die ein Vorauseilen des Gegenstandes vor diesem bedingt.

Ein weiterer wirklicher Beweis ist der Foucault'sche Pendelversuch, bei dem die Drehung der Erde gleichsam sichtbar wird, indem das Pendel in der ihm einmal gegebenen Richtung schwingt, während die Erde sich unter ihm beständig dreht. Der Betrag der Ablenkung des Pendels ändert sich proportional dem Sinus der geographischen Breite.

Das ergibt sich aus folgender Betrachtung: In der beistehenden Figur (5) stellen AN und BN die Richtungen zweier Meridiane unter der Breite φ dar, der von ihnen eingeschlossene Winkel ANB ist dann die Ablenkung, sie ist gleich dem Winkel ε bei B, da die von B aus gezogene punktierte Linie parallel AN ist. Verbinden wir A und B mit C, dem Mittelpunkt des Parallelkreises in der Breite φ, so verhalten sich als Zentriwinkel zu den Radien AC und AN

$$ACB : ANB = AN : AC.$$

AC ist die Seite des rechtwinkligen Dreiecks NCA, das gleich NCD ist, daher $AC = DC$. In dem rechtwinkligen Dreieck NDC ist aber $DC = ND \sin\varphi$ oder, da $ND = AN$ ist,

$$DC = AN \sin\varphi, \text{ somit auch } AC = AN \sin\varphi.$$

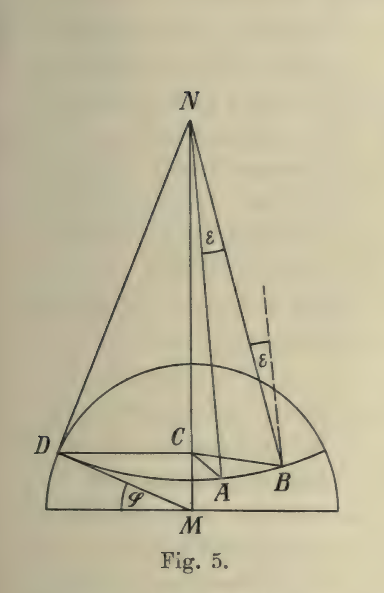


Fig. 5.

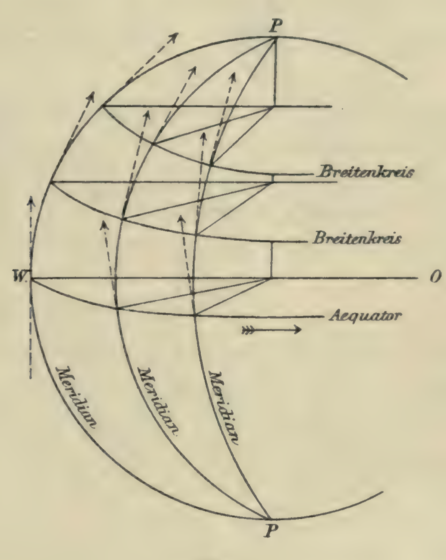


Fig. 6.

Setzen wir diesen Wert für AC in die obige Gleichung ein, so erhalten wir

$$ACB : ANB = AN : AN \sin\varphi$$

oder $ACB : \varepsilon = 1 : \sin\varphi$,

also $\varepsilon = ACB \sin\varphi$.

Ist $\varphi = 0$, d. i. also am Äquator, so wird auch $\varepsilon = 0$, am Äquator findet demnach keine Ablenkung statt; für $\varphi = 90^0$, d. i. am Pol, ergibt sich die größte Ablenkung gleich 1, bei einer vollen Umdrehung der Erde erreicht die Ablenkung 360^0.

Die Ergebnisse der direkten Beobachtung am schwingenden Pendel und die der Berechnung stimmen völlig überein, so daß in der Tat der Foucault'sche Pendelversuch ein zwingender Beweis für die Rotation ist.

Der Vorgang der Ablenkung soll durch unsere Figur (6) veranschaulicht werden. Diese stellt in perspektivischer Projektion einige Parallelkreise und Meridiane dar. Die gestrichelten Pfeile sollen die Richtungen des Pendels wiedergeben, das in der jedesmaligen Meridian-

ebene schwingt. Je näher wir uns dem Pole befinden, um so mehr ändert sich die Richtung von Meridian zu Meridian. Dreht sich die Erde mit dem stets in der gleichen Ebene schwingenden Pendel, so muß seine Schwingungsebene während der Drehung immer mehr von der anfänglichen Meridianrichtung abweichen.

Eine solche Azimutalablenkung wie das schwingende Pendel muß jeder frei sich bewegende Körper zeigen, weil auch für diesen die Meridianrichtung sich ständig ändert. Es seien in nebenstehender Figur (7) AN und A_1N die Meridianrichtungen in den Orten A und A_1 eines Parallelkreises und AB und A_1B_1 die stets gleich bleibende Bewegungsrichtung des Körpers. Diese Richtung hat sich bei A_1 erheblich dem Meridian A_1N genähert, der Winkel B_1A_1N ist um den Winkel NA_1N_1 kleiner als BAN.

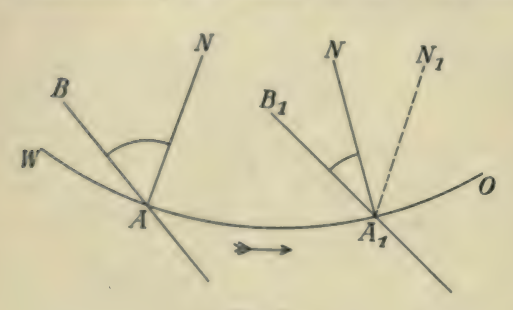


Fig. 7.

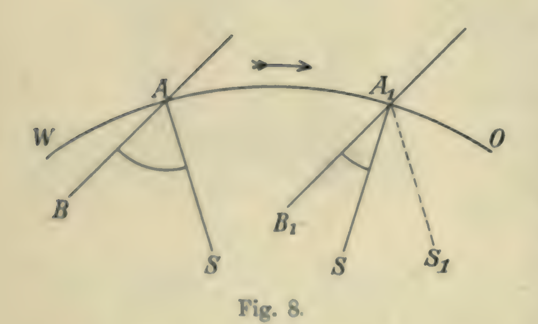


Fig. 8.

Unsere Figur (7) zeigt uns den Vorgang auf der Nordhemisphäre. Die Bewegungsrichtung hat hier scheinbar eine Ablenkung nach rechts erfahren. Auf der Südhemisphäre (Fig. 8) erfolgt die Ablenkung umgekehrt, hier hat sich A_1B_1 von dem Meridian A_1N entfernt; die scheinbare Ablenkung ist nach links gerichtet.

Die Azimutalablenkung erfolgt in jeder Richtung der Bewegung, da sie von dieser ganz unabhängig ist; sie tritt also auch in der west-östlichen Richtung des Parallelkreises ein.

Bei fortschreitender Bewegung kommt der Körper unter andere Breiten, in denen sich auch die Meridianrichtung bei der Rotation ändert, wodurch die Ablenkung polwärts vergrößert, äquatorwärts verkleinert wird. Zugleich ändert sich mit der Breite die Rotationsgeschwindigkeit. Der Körper kommt polwärts in Gebiete mit geringerer Geschwindigkeit,

er muß daher nach Osten vorauseilen, äquatorwärts dagegen hinter der örtlichen Rotation zurückbleiben, also nach Westen abschwenken. Auf der Nordhemisphäre bedeutet das wieder eine Ablenkung nach rechts, auf der Südseite nach links. Der Grad der Ablenkung ergibt sich aus dem Flächengesetz, nach dem sich die Geschwindigkeiten umgekehrt wie die Quadrate der Entfernungen verhalten. Die Ablenkung ist daher sehr groß. Alle hinreichend schnellen Bewegungen auf der Erdoberfläche zeigen auch tatsächlich eine bedeutende Ablenkung, vor allem die Luftströmungen, die unter den gemäßigten Breiten aus meridionalen völlig zu westöstlichen geworden sind. Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre veranschaulicht uns demnach geradezu die Drehung der Erde.

Schließlich ist auch die Abplattung der Erde an den Polen ein Beweis für die Rotation. Die Resultate ihrer Bestimmung mit Hilfe der Schweremessung durch Pendel passen nur dann zu den astronomischen Messungsergebnissen, wenn man die Erde als drehend annimmt. Überdies müßte alles Wasser zum Pole fließen, wenn die Erde stillstände.

Orientierung am Himmel.

Die Rotation der Erde und die dadurch bewirkte scheinbare Drehung des Himmels gibt die Möglichkeit, uns am Himmel zu orientieren. Den Himmel betrachten wir als eine Kugel, in deren Mittelpunkte wir stehen. Auf der Kugeloberfläche bedienen wir uns zur Orientierung eines rechtwinkligen Koordinatensystems. Abszisse und Ordinate sind dann Hauptkreise. Sämtliche Ordinatenkreisebenen schneiden sich in einer Achse, die senkrecht auf der Abszissenebene steht, ihre Endpunkte sind die Pole. Die Ordinatenkreise heißen darum Polkreise, die zu dem Abszissenkreis parallel verlaufenden Parallelkreise.

Als Basis für dieses Koordinatensystem dient zunächst der Horizont, also die Ebene, die die Erde in unserem Standpunkt tangential berührt. Die Pole sind dann Zenit und Nadir, die Polkreise heißen Vertikalkreise, die Parallelkreise Höhenkreise; die Lage eines Sternes auf dem Vertikalkreis wird durch den Höhenwinkel oder die Höhe, die Lage des Vertikalkreises durch das Azimut bestimmt. Dieses Koordinatensystem des Horizontes ändert sich mit dem Standort.

Ein anderes von dem jeweiligen Standort unabhängiges Koordinatensystem ist der Drehung des Himmels entlehnt. Die Pole sind die Endpunkte der Drehungsachse. Sämtliche Fixsterne bewegen sich auf Bahnen, deren Ebenen senkrecht auf der Erdachse stehen, also auf Parallelkreisen.

Der größte Parallelkreis ist der Himmelsäquator, der in der Ebene des Erdäquators liegt. Er bildet die Basis des Systems.

Die Äquatorebene schneidet sich mit der Horizontebene in einer Geraden, die durch den Mittelpunkt der Kugel geht. Der auf dieser Geraden senkrecht stehende Polkreis geht durch Zenit und Achsenpol. Wie die Äquatorebene sind auch alle Parallelkreisebenen des Äquatorsystems zu denen des Horizontsystems geneigt. Die Sterne beschreiben daher im Horizontsystem Bögen über dem Horizont, erreichen hierbei einen höchsten Punkt, in dem sie kulminieren. Die Kulmination erfolgt in dem Polkreis, der durch Zenit und Achsenpol geht. Hiernach bezeichnet man im Äquatorsystem die Polkreise als Kulminationskreise, oder, da die Sonne um Mittag kulminiert, auch als Mittagskreise oder Meridiane. Man zählt sie nach Graden.

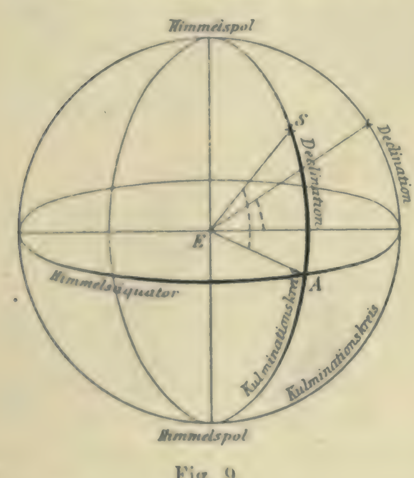


Fig. 9.

Die Schnittlinie der Meridianebene mit der Horizontebene ist die Mittagslinie; diese weist nach Süden. West- und Ostpunkt sind die Endpunkte der Schnittlinie von Äquator- und Horizontebene.

Die Zeit von einer Kulmination eines Sternes bis zur anderen ist ein Sterntag, die Drehung des Himmels vollzieht sich gleichmäßig in 24 Stunden Sternzeit. Die Polkreise heißen darum auch Stundenkreise, die Vertikalkreiswinkel Stundenwinkel.

Die Lage eines Sternes auf einem Polkreis wird nach seiner Winkelabweichung vom Äquator oder seiner Deklination bestimmt. In beistehender Figur (9) ist der Winkel *SEA* die Deklination des Sternes *S*. Die Parallelkreise dieses Systems nennt man Deklinationskreise. Deklination und Stundenwinkel sind demnach die Koordinaten des Äquatorsystems.

Als Ausgangspunkt für die Messung der Vertikalkreiswinkel, also für Azimut und Stundenwinkel gilt der Südpunkt. Dieser ändert sich mit dem Standort. Um aber bei der Bestimmung der Lage eines Sternes vom jeweiligen Standort unabhängig zu sein, hat man als Ausgangspunkt einen Punkt im Weltraum gewählt, der für alle Orte der Erde der

gleiche ist. Es ist das der sogenannte Frühlingspunkt, der sich aus der Bewegung der Erde um die Sonne, aus der Revolution, ergibt. Die Entfernung eines Polkreises des Äquatorsystems von dem Frühlingspunkt heißt Gerade Aufsteigung oder Rektaszension (AR).

Revolution der Erde.

Die Stellung der Sonne zu den Fixsternen ändert sich täglich. Die Sonne bewegt sich also selbständig am Himmel, sie schreitet an diesem von Westen nach Osten fort, ihre Kulmination erfolgt somit später als die eines Fixsternes, mit dem sie tags vorher kulminierte. Die Zeit von einer Sonnenkulmination bis zur andern ist ein Sonnentag, der folglich länger als der Sterntag ist.

Das Fortschreiten der Sonne am Himmel ist, wie uns Copernikus gelehrt hat, nur scheinbar, in Wirklichkeit ist die Erde das Sichbewegende; sie umkreist wie die andern Planeten die Sonne. Man nennt diese Bewegung die Revolution der Erde.

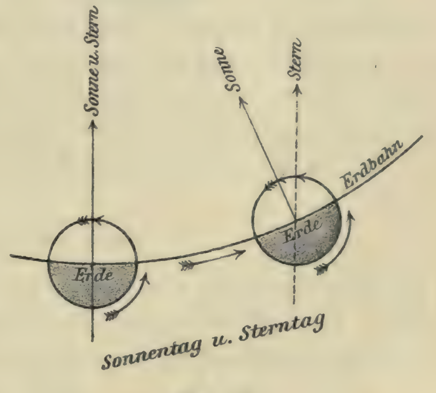


Fig. 10.

Aus ihr erklärt sich ohne weiteres die ungleiche Länge von Stern- und Sonnentag. Während einer Umdrehung bewegt sich die Erde auf ihrer Bahn vorwärts. Die Richtung nach den unendlich fernen Sternen bleibt dadurch unverändert, dagegen hat die Stellung der Sonne zur Erde sich wesentlich verschoben, diese muß ihre Drehung noch fortsetzen, ehe die Sonne wieder in den Meridian tritt (Fig. 10). Der Unterschied zwischen Stern- und Sonnenrichtung wird von Tag zu Tag größer; hat die Erde das erste Viertel ihrer Bahn durchlaufen, beträgt er 90°, am Ende des Umlaufs 360°, d. h. die Erde muß noch eine volle Drehung machen, ehe die Sonne wieder mit demselben Fixstern kulminiert. Die Dauer des Umlaufs ist also in Sterntagen um einen ganzen Tag länger als in Sonnentagen. Daraus ergibt sich, daß ein Sonnentag gleich $\frac{366,25}{365,25} = 1,00273$ Sterntag oder gleich 24 Stunden 3 Minuten 56 Sekunden in Sternzeit ist.

Einen Beweis für die Revolution liefern uns zunächst die Gesetze der Mechanik, nach denen die größere Masse, also die Sonne, der Zentralkörper ist, um den sich die an Masse weit kleinere Erde bewegt. Ihr Vorhandensein geht weiter auch hervor aus der beobachteten Zunahme der Sternschnuppen gegen Morgen; denn die Morgenseite der Erde ist nach der beigefügten Figur (11) bei der Bewegung die Vorderseite, die von den im Weltraume herumschwärmenden Körperchen somit am häufigsten getroffen werden muß.

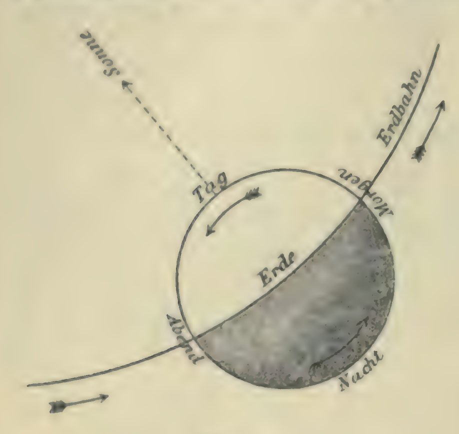


Fig. 11.

In der von Bradley erkannten Aberration des Lichtes wird die Bewegung der Erde um die Sonne aber geradezu uns sichtbar. Sämtliche Fixsterne beschreiben im Laufe eines Jahres am Himmel eine in unserer Figur (12) wiedergegebene kleine elliptische Bahn ($S_1 S_2 S_3 S_4$), deren größte Achse konstant 40,51″ beträgt. Die Bewegung ist nur scheinbar, sie ist gleichsam das Abbild der wahren Erdbahn ($E_1 E_2 E_3 E_4$) und wird hervorgerufen durch die Bewegung der Erde auf dieser, die eine stete Änderung des nach dem Sterne gerichteten Fernrohrs bedingt.



Fig. 12.

Die Aberration des Lichtes haben wir durch eine einfache Zeichnung (Fig. 13) zu veranschaulichen gesucht. Stellt LB die Wegstrecke dar, welche das von einem Sterne uns zugesandte Licht in einer bestimmten

Zeit zurücklegt, und *AB* den Weg. auf dem wir uns in der gleichen Zeit auf der Erdbahn bewegen, so muß das Fernrohr in der Richtung *AL* geneigt werden, damit wir, in *B* angekommen, noch den Stern sehen. Durch diese ununterbrochene Neigung des Fernrohrs projiziert sich die erwähnte Bahn des Fixsterns am Himmel.



Fig. 13.

Endlich ist es auch gelungen, für einige Fixsterne die jährliche Parallaxe aufzufinden. Diese ist gleich dem Winkel, den die Richtungen von dem Stern nach den Endpunkten der großen Achse der Erdbahn bilden. Das ist wohl der sicherste Beweis für das Vorhandensein der Erdbahn.

Die Erde umkreist die Sonne von Norden gesehen in einer der Bewegung des Uhrzeigers entgegengesetzten Richtung. Ihre Bahn hat nach dem ersten Kepler'schen Gesetze die Gestalt einer Ellipse, in deren einem Brennpunkte die Sonne steht. Nach dem zweiten Gesetze bewegt sie sich auf ihrer Bahn infolgedessen mit verschiedener Geschwindigkeit, in der Sonnennähe, im Perihelium, mit größerer als in der Sonnenferne, im Aphelium.

Entfernung der Sonne.

Die Größe der Erdbahn ergibt sich aus der Entfernung der Sonne. Diese wird abgeleitet aus der Sonnenparallaxe, d. i. der Winkel, unter welchem der Erdradius von der Sonne aus erscheint, in unserer Figur (14) also der Winkel *MSA*.

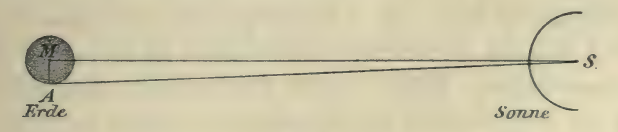


Fig. 14.

Unter einer Parallaxe versteht der Astronom zunächst den Winkel, den die Verbindungslinien eines Gestirns mit dem Mittelpunkt der Erde und dem Standort des Beobachters bilden. Der Winkel ist in seiner Größe abhängig von der Höhe des Sternes über dem Horizont; er wird gleich *O*, wenn der Stern im Zenit steht und hat seinen größten Wert, sobald dieser sich im Horizont befindet (Fig. 15). Wir nennen den Winkel (*ASC*) dann die Horizontalparallaxe. Da der Erdradius nach dem Äquator zunimmt, so ist unter den Horizontalparallaxen wieder die-

jenige des Äquatorradius, die sogenannte Äquatorialparallaxe, die größte. Mit der Sonnenparallaxe schlechthin wird stets die Äquatorialhorizontalparallaxe gemeint.

Die Bestimmung der Parallaxe deckt sich ganz mit dem Verfahren, nach dem der Geometer trigonometrisch einen nicht erreichbaren Punkt von einer Standlinie aus festlegt. Die Standlinie ist hier der Radius der Erdkugel. Die Sonne ist nun aber von der Erde so weit entfernt, daß für sie die Parallaxe eine kaum meßbare Größe hat, sie wird daher nicht direkt, sondern mittelbar bestimmt. Dazu benutzt man vornehmlich die Marsparallaxe, die wegen der großen Annäherung dieses Planeten an die Erde zur Zeit der Opposition erheblich größer ist als die der Sonne. Aus der Marsparallaxe kann dann die Sonnenparallaxe mit Hilfe des dritten Keplerschen Gesetzes berechnet werden.

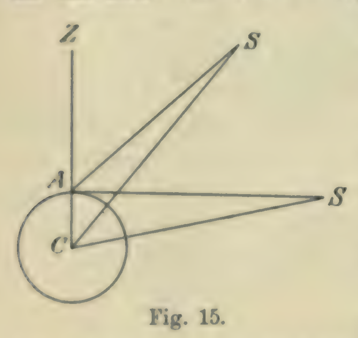


Fig. 15.

Weiter hat man die Entfernung der Sonne auch durch die Zeit bestimmt, welche das Licht braucht, um den Weg von ihr nach der Erde zurückzulegen. Diese Zeit hat man aus gewissen Verspätungen der Verfinsterungen der Jupitermonde abgeleitet. Die Verspätungen entsprechen der Zeit, innerhalb welcher das Licht die Erdbahn durchmißt. Auf Grund der Beobachtungen ist von Delambre die Dauer des Lichtes von der Sonne bis zur Erde zu 8,22 Minuten festgestellt worden. Die Geschwindigkeit des Lichtes selbst hat man auf experimentellem Wege zu 299500 km in der Sekunde gefunden.

Endlich bieten auch die Vorübergänge der Planeten Merkur und Venus vor der Sonnenscheibe ein gutes Mittel zur Bestimmung des Sonnenabstandes. Dieser ergibt sich aus der Kenntnis des Verhältnisses der Entfernungen des Planeten von Sonne und Erde und der von verschiedenen Punkten der Erde aus beobachteten Zeitdauer und Lage seines Vorüberganges vor der Sonnenscheibe. Unter möglichster Vereinfachung läßt sich die Bestimmung der Sonnenparallaxe nach der Methode von Halley folgendermaßen darstellen (Fig. 16):

Wir nehmen zunächst an, zwei Beobachter befänden sich auf den Endpunkten A und B eines zur Erdbahnebene senkrechten Durchmessers. Sie beobachten den Vorübergang der Venus vor der Sonnenscheibe in der Richtung FG und CD. Der Abstand dieser Linien ab steht nun zu dem Durchmesser der Erde in einem bestimmten Verhältnis,

das sich aus den beiden Dreiecken *bVa* und *AVB* ergibt, nämlich in dem Verhältnis der Abstände *V* von *ab* und *AB*, d. h. der Abstände der Venus von Sonne und Erde. Dieses Verhältnis ist aber bekannt, es ist etwa 72 : 28 oder 2,6 : 1. Der Abstand *VS* ist somit 2,6 mal größer als der Abstand *VE*, mithin auch *ab* 2,6 mal größer als *AB*. Daraus folgt aber, daß der Winkel, unter welchem *ab* von der Erde aus gesehen

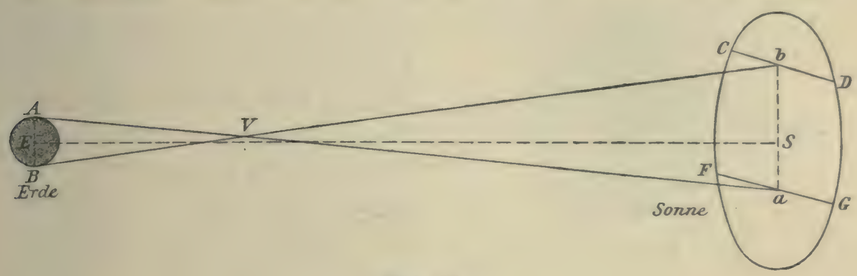


Fig. 16.

wird, ebenfalls 2,6 mal größer ist als der Winkel, unter dem von *AB* der Sonne aus erscheint, also 2,6 mal größer als die doppelte Sonnenparallaxe.

Nach den zuverlässigsten Messungen beträgt die Sonnenparallaxe 8,8″, daraus ergibt sich die Entfernung der Sonne von der Erde zu 149 500 000 km. Sie nähert sich der Erde im Perihelium auf 147 000 000 km und entfernt sich im Aphelium auf 152 000 000 km.

Das Verhältnis der Entfernung der Sonne von der Mitte der Hauptachse zur halben Hauptachse stellt die Exzentrizität der Erdbahn dar; sie beträgt annähernd $^1/_{60}$ oder 0,0167, bleibt aber nicht unverändert, sondern nimmt in großen Zeitperioden zu und ab. Ihr Höchstwert ist 0,07775. Gegenwärtig vermindert sie sich und erreicht etwa um das Jahr 20000 einen Mindestwert von 0,003314.

Ekliptik und Jahreszeiten.

Am Himmel bewegt sich die Sonne nicht in der Äquatorebene der Erde, sondern in einer dazu geneigten Bahn, in der Ekliptik. Die Neigung oder die Schiefe der Ekliptik beträgt 23° 27′, somit muß die Erdachse, wie unsere Figur (17) zeigt, um 66° 33′ zur Ekliptik oder Erdbahnebene geneigt sein.

Durch die Schiefe der Ekliptik entstehen die Jahreszeiten. Die Erdachse behält stets dieselbe Richtung, bei der Bewegung um die

Sonne werden dieser somit immer andere Teile der Erde zugekehrt. In der einen Hälfte des Jahres steht die Sonne bei ihrer scheinbaren Bewegung nördlich vom Äquator, es ist dann auf der Nordhemisphäre Sommer, in der anderen Hälfte steht sie südlich davon; die Nordhemisphäre hat Winter.

Wenn die Sonne von der südlichen Himmelshalbkugel auf die nördliche übertritt, also in dem Punkte steht, wo die Ekliptik den Himmelsäquator aufsteigend schneidet, ist **Frühlingsanfang**. Von diesem Punkte aus zählt man am Himmel die Stundenkreise und rechnet man das **tropische Jahr**, das vollendet ist, wenn die Sonne nach ihrem scheinbaren Umlaufe wieder zu ihm zurückkehrt. Es hat eine Dauer von 365,24 Sonnentagen.



Fig. 17.

Der Frühlingspunkt fällt nach Ablauf eines solchen Jahres nicht mit demselben Fixstern zusammen, seine Stellung am Himmel ändert sich. Die Bewegung heißt die **Präzession des Frühlingspunktes**. Er wandert der Sonne entgegen, in einem Jahre um 50″, in 72 Jahren demnach um einen Grad und in 26000 Jahren um 360°. In diesem Zeitraum hat der Frühlingspunkt also einmal den ganzen Himmel durchlaufen, oder der Himmel eine Drehung vollendet. Die Achse der Drehung steht senkrecht auf der Ekliptikebene. Die Bewegung ist jedoch wieder nur scheinbar, in Wirklichkeit bewegt sich die Achse der Erde; sie beschreibt zwei Kegelmäntel, deren Spitzen im Mittelpunkte der Erde liegen, ihre Verlängerung also um die Pole der Ekliptik Kreise. Die Ursache der Bewegung, die in unserer Figur (18) veranschaulicht wird, ist die Anziehung der Sonne auf den Äquatorwulst der Erde, welche beständig bestrebt ist, die Erdachse senkrecht zu stellen.

Auch der Mond übt eine solche Wirkung aus. Die Folge davon sind kleinere Schwankungen der Erdachse, die in dem Vorschreiten des Frühlingspunktes Unregelmäßigkeiten hervorrufen, welche Verschiedenheiten in der Länge des tropischen Jahres bedingen. Wir haben sie in der Figur durch die geschlängelte Linie angedeutet. Man nennt diese Unregelmäßigkeiten der Lage des Frühlingspunktes infolge der Anziehung des Mondes **Nutation**.

Die Erde hat ihren Umlauf erst vollendet, wenn die Sonne wieder mit demselben Fixsterne kulminiert. Diese Zeit ist das **siderische**

Jahr, es ist wegen der Wanderung des Frühlingspunktes länger als das tropische und dauert 365,265 Sonnentage. Da das tropische Jahr infolge der Nutation in seiner Länge veränderlich ist, so hat man ein mittleres tropisches Jahr festgestellt, das zugleich als das bürgerliche bezeichnet wird, weil es die Grundlage unserer Zeitrechnung bildet.

Auf ihrer Bahn bewegt sich die Erde nach dem zweiten Keplerschen Gesetze mit verschiedener Geschwindigkeit. Infolgedessen sind die Jahreszeiten verschieden lang. Gegenwärtig befindet sich die Erde,

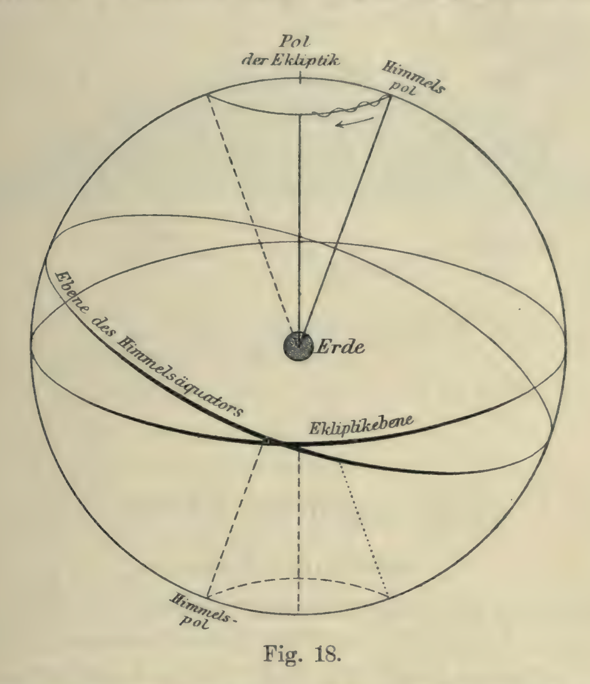


Fig. 18.

wie unsere Figur (19) lehrt, während unseres Sommers in dem Aphelium, der nordhemisphärische Sommer ist daher länger als der Winter. Das Verhältnis bleibt aber nicht beständig, sondern verschiebt sich mit der Lage des Frühlingspunktes zur Apsidenlinie. Diese besitzt eine jährliche Bewegung, die der Bewegung des Frühlingspunktes entgegengesetzt ist, sie nähert sich dem Frühlingspunkt jährlich um 11″. Daraus ergibt sich für die Wiederkehr derselben Jahreszeitendauer unter Berücksichtigung der Wanderung des Frühlingspunktes eine Periode von 21000 Jahren.

Die verschiedene Geschwindigkeit der Erde auf ihrer Bahn bedingt weiter auch einen beständigen Wechsel in der Länge eines Sonnen-

tages. Für die bürgerliche Zeitrechnung hat man die Ungleichheiten durch Einführung eines mittleren Sonnentages beseitigt. Den täglichen Unterschied zwischen wahrer Sonnenzeit, W Z, und mittlerer Ortszeit, M Z, gibt die sogenannte Zeitgleichung, Z G, an, es ist $ZG = MZ - WZ$.

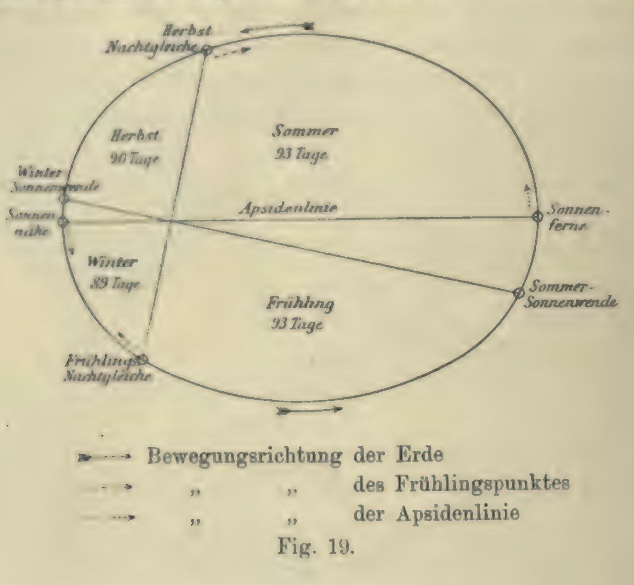


Fig. 19.

Gestalt und Größe der Erde.

Gestalt der Erde.

Während noch die alten griechischen Gelehrten, wie Anaxagoras, Anaximenes und auch Herodot der Erde die Gestalt einer Scheibe zuschrieben, vermutete bereits Pythagoras die Kugelgestalt. Aristoteles lieferte für diese Anschauung den ersten tatsächlichen Beweis, den er in der stets kreisförmigen Gestalt des Erdschattens bei Mondfinsternissen erkannte. Ptolemäus aber verhalf ihr zu allgemeinerer Anerkennung und brachte auch einen weiteren zwingenden Grund für die Annahme der Kugelgestalt der Erde, nämlich die Art des Verschwindens und Sichtbarwerdens fortfahrender und ankommender Schiffe.

Gegenwärtig kennt man eine ganze Reihe von Beweisen der Krümmung der Erdoberfläche, es sind meist Tatsachen, aus denen man auch die Kugelgestalt ableiten kann.

Neben der Art des Verschwindens sich entfernender Schiffe können wir aus dem Vorhandensein eines Horizontes auf dem Meere ebenfalls

auf die Krümmung der Erdoberfläche schließen. Weiter ist die Ausdehnung des Gesichtskreises mit der Erhöhung des Standpunktes nur durch eine Wölbung des Bodens zu erklären. Bei einer Wanderung in westöstlicher Richtung beobachten wir endlich eine beständige Verfrühung des Aufganges der Gestirne. Der Stern *St* in unserer Figur (20) geht bei der Bewegung der Erde in der Richtung des Pfeiles für

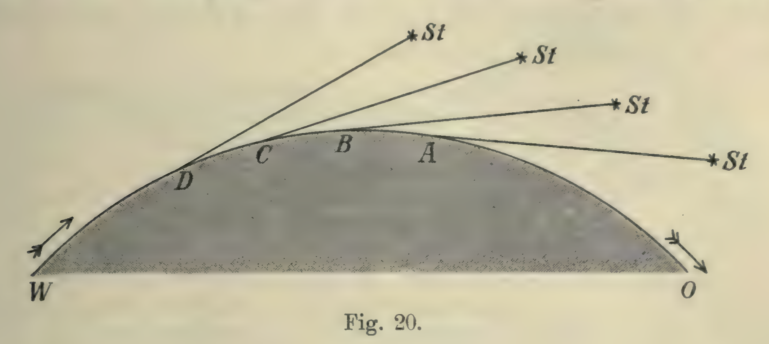


Fig. 20.

die Orte *B*, *C* und D später auf als für *A*. Ähnlich beobachten wir bei meridionaler Wanderung eine stete Veränderung der Höhe der Gestirne. Der Stern *St* (Fig. 21), dessen Lichtstrahlen *A*, *B* und *C* in paralleler Richtung treffen, erhebt sich für *B* und *C* weit weniger über dem Horizonte als für *A*, für den er im Zenit steht. Beide Erscheinungen sind Beweise einer Krümmung in westöstlicher und in nordsüdlicher Richtung. Auch die Reisen um die Erde zeigen die allseitig gekrümmte Gestalt der Erde.

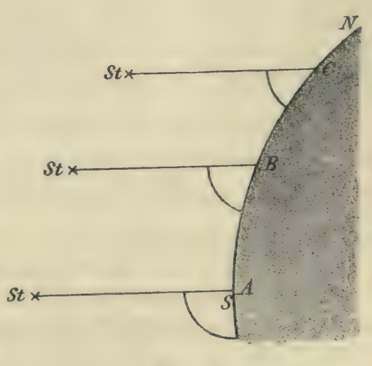


Fig. 21.

Beweise für die Kugelgestalt der Erde bilden aber nur die stets kreisrunde Form des Erdschattens auf dem Monde und die mutmaßliche Übereinstimmung mit der Gestalt anderer Himmelskörper.

Die wahre Gestalt der Erde kann nur durch genaue Messungen bestimmt werden. Einen Anhalt dafür gibt die Änderung in dem Stande der Gestirne bei der Wanderung auf der Erde. Diese muß ihrem Betrage nach der Größe der Krümmung entsprechen.

Die Bestimmung der Erdgestalt ist eine Aufgabe der Geodäsie, sie wird gelöst durch die Gradmessung und durch Schweremes-

sungen. Die Gradmessung stützt sich auf die von dem Holländer Snell eingeführte Triangulation, auf astronomische Ortsbestimmungen und auf das Nivellement. Sie ermittelt die wahre Länge der Meridiane, die durch die Gestalt der Erde bedingt ist. Die Ermittelung der Erdgestalt durch Schweremessungen beruht auf den von Clairant festgestellten Beziehungen zwischen Schwerkraft, Fliehkraft und Erdgestalt. Die Messungen erfolgen mit dem Sekundenpendel, dessen Länge der Schwerkraft proportional ist.

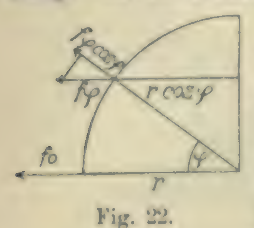


Fig. 22.

Als Maß der Schwerkraft gilt die Konstante g. Auf der rotierenden Erde wird die Schwerkraft vermindert um die Fliehkraft. Diese ist die Folge der Rotation, ändert sich also mit der geographischen Breite, mit der auch die Rotationsgeschwindigkeit abnimmt. Die Abnahme ist proportional dem Kosinus der Breite. Bezeichnen wir die Fliehkraft am Äquator mit f_0, so ist unter der Breite φ $f\varphi = f_0 \cos\varphi$. Es wirkt aber hier nicht die gesamte Fliehkraft der Schwerkraft, die immer nach dem Mittelpunkte der Erde gerichtet ist, entgegen, sondern nur eine Komponente, die wieder proportional dem Kosinus der Breite, also $= f\varphi \cos\varphi$ ist (Fig. 22). Wir erhalten demnach

$$g\varphi = g - f\varphi \cos\varphi$$

oder, da $f\varphi = f_0 \cos\varphi$ ist, $g\varphi = g - f_0 \cos^2\varphi$.

Für die Breite 0 am Äquator ist

$$g_0 = g - f_0,$$

mithin $g = g_0 + f_0$.

Setzen wir diesen Wert oben ein, so bekommen wir

$$g\varphi = g_0 + f_0 - f_0 \cos^2\varphi = g_0 + f_0 (1 - \cos^2\varphi) \text{ oder}$$

$$g\varphi = g_0 + f_0 \sin^2\varphi.$$

Die Schwere nimmt demnach nach dem Pole im Verhältnis des Quadrates des Sinus der Breite zu. Am Pol, wo $\sin\varphi = 1$ ist, erhalten wir $g_{90} = g_0 + f_0$. Die tatsächlichen Messungen der Schwerkraft ergeben aber eine weit größere Zunahme nach den Polen, was durch die von der Kugel abweichende Gestalt der Erde zu erklären ist.

Nach dem Ergebnisse der geodätischen Messungen ist die Erde ein an beiden Polen abgeplatteter Körper, ein Sphäroid oder Rotationsellipsoid. Die Abplattung beträgt nach den Gradmessungen und annähernd auch nach den Pendelbeobachtungen $^1/_{299}$. Dieser Bruch stellt das Verhältnis zwischen dem Unterschiede der großen und kleinen Halbachse und der großen Halbachse dar.

Neuere Messungen haben für einzelne Gebiete große Abweichungen von der regulären Gestalt eines Rotationsellipsoides ergeben. Auch auf Grund theoretischer Berechnungen müssen wir auf den Meeren Deformationen annehmen, weil die Wassermassen von den kontinentalen Massen angezogen und dadurch aus ihrer normalen Lage gebracht werden. Ge-

nauere Schweremessungen haben es freilich wahrscheinlich gemacht, daß die gefundenen Deformationen nur scheinbare sind, daß die Abweichungen in der Größe der Schwere zum Teil durch ungleiche Massenverteilung in der Erde verursacht sind.

Die wahre Gestalt der Erde, wie sie sich aus Gradmessung und

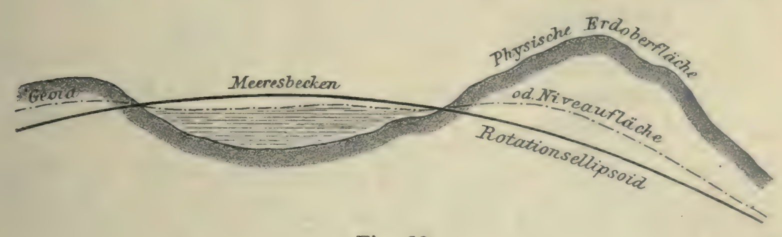


Fig. 23.

Schweremessung ergibt, bezeichnet man als Geoid. Seine Oberfläche stellt eine Niveaufläche dar, also eine Fläche, auf der in allen Punkten die Richtung der Schwerkraft senkrecht steht. Da der Meeresspiegel eine solche Niveaufläche ist, so können wir uns das Geoid auch vorstellen als die durch die Kontinente hindurch fortgesetzte, die ganze Erde umschließende Meeresfläche. In unserer Figur (23) sind die möglichen Abweichungen des Geoides von dem Rotationsellipsoid schematisch dargestellt.

Die tatsächlichen Abweichungen des Geoids von der Form eines regulären Ellipsoides festzustellen, ist die besondere Aufgabe der Geodäsie.

Größe der Erde.

Die Größe der Erde ergibt sich unter der Annahme der Kugelgestalt unmittelbar aus der Länge eines Meridianbogens. Stellt der Kreis in nebenstehender Figur (24) einen Meridiandurchschnitt der Erde dar, und ist AB die vermessene Strecke dieses Meridiankreises, ACB oder α der zugehörige Zentriwinkel, so ist der Umfang der Erde $= \frac{360}{\alpha} AB$

Nach diesem Grundsatz hat zuerst Eratosthenes die Größe der Erde bestimmt. Unsere heutige genaue Kenntnis der Erddimensionen verdanken wir den großen Gradmessungen, die während der letzten Jahrhunderte ausgeführt sind. Bessel hat aus ihnen folgende Werte abgeleitet:

Fig. 24.

Große Halbachse a = 6377397 m
Kleine „ b = 6356079 „.

Daraus ergibt sich:

Mittlerer Erdhalbmesser	= 6370291 m
Abplattung = $\frac{a-b}{a}$	= $\frac{1}{299}$
Meridianumfang	= 40003423 „
Meridianquadrant	= 10000856 „
Äquatorumfang	= 40070368 „
Oberfläche des Ellipsoides	= 510 Mill. qkm.
Kubikinhalt „ „	= 1083 Milliard. cbkm.
Halbmesser der inhaltgleichen Kugel	= 6370283 m.

Nach der großen französischen Gradmessung wurde den Dimensionen der Erde auch die Längeneinheit entlehnt. Es wurde festgesetzt, daß der 10000000ste Teil des Erdquadranten als solche gelten sollte. Das damals ermittelte Normalmeter ist nach den neueren Messungen jedoch etwas kleiner als dieser Wert.

Die Länge eines Grades am Äquator beträgt 111,307 m, $^1/_{15}$ davon, also 7420,44 m, ist eine geographische Meile. Für die Seemeile ist die mittlere Breitenminute oder $^1/_{60}$ eines mittleren Meridiangrades das Maß, sie mißt 1852 m.

Horizont und Zonen der Erde.

Infolge der Kugelgestalt der Erde erscheint von jedem höheren Standpunkte aus die Horizontlinie als ein Kreis. Es ist diese Linie der natürliche Horizont oder auch die Kimm. Die Schnittlinie einer

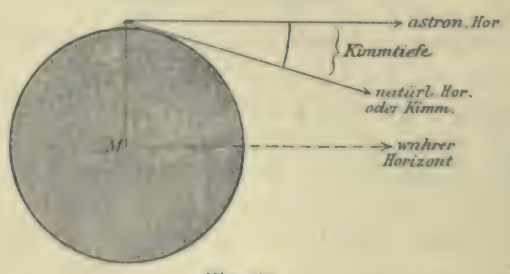


Fig. 25.

Tangentialebene durch den Standpunkt mit dem Himmelsgewölbe ist dagegen der scheinbare oder astronomische Horizont. Er liegt höher als der natürliche; den Winkel, um welchen er höher liegt, bezeichnet man als Kimmtiefe. Eine parallele Ebene durch den Mittelpunkt der Erde führt endlich zu dem wahren Horizont (Fig. 25).

Der Horizont ändert sich mit der Lage unseres Standpunktes auf der Erde und damit wechselt auch die Höhe der Gestirne und die Zeit ihres Auf- und Unterganges. Auch die Stellung der Sonne ist natürlich von der Lage des Horizontes abhängig.

Infolge der scheinbaren Bewegung der Sonne auf der zum Himmelsäquator geneigten Ekliptik verändert sich weiter stetig ihr Stand am Himmel. Sie bewegt sich innerhalb eines Jahres der Neigung der Ekliptik entsprechend zwischen $23\frac{1}{2}^0$ nördlich und südlich des Äquators, zwischen den Wendekreisen. Ihr täglich wechselnder Stand bedingt eine beständige Änderung ihres Aufgangsortes, wodurch der Tages- und Nachtbogen, sowie die Morgen- und Abendweite der Sonne ebenfalls ab- und zunehmen. Für die ganze Erde sind Tages- und Nachtbogen nur zur Zeit des Frühlings- und Herbstanfanges, wo die Sonne im Äquator steht, einander gleich; es ist das die Zeit der Tag- und Nachtgleichen oder der Äquinoktien.

Durch die Änderungen in der Stellung der Sonne entstehen auf der Erde die verschiedenen durch Licht und Wärme gesonderten Zonen. Zwischen den Wendekreisen nördlich und südlich des Äquators liegt die tropische oder warme Zone; sie empfängt die größte Licht- und Wärmemenge von der Sonne, die über diesen Gebieten während des Jahres zweimal in den Zenit tritt. Wegen des dauernd hohen Standes der Sonne sind die Tage das ganze Jahr hindurch von nahezu gleicher Länge, die Dämmerung gering, der Wechsel der Jahreszeiten kaum merklich.

Zwischen den Wendekreisen unter $23\frac{1}{2}^0$ und den Polarkreisen unter $66\frac{1}{2}^0$ liegen die gemäßigten Zonen, ausgezeichnet durch einen größeren Wechsel in der Länge des Tages und daher durch ausgesprochene Unterschiede der Jahreszeiten. Der Tag nimmt im Sommer polwärts an Länge zu. Zur Zeit der Sommersonnenwende geht die Sonne über dem Polarkreise nicht mehr unter. Nördlich davon beginnt die kalte Zone, in der die Sonne um so länger dauernd über dem Horizonte bleibt, je mehr wir dem Pol uns nähern. Am Pol selbst taucht sie während des ganzen Sommers nicht wieder unter den Horizont, mit Frühlingsanfang beginnt dort der Tag, mit Herbstanfang die Nacht.

Orientierung auf der Erde.

Da der Mittelpunkt der Erde auch der Mittelpunkt der Himmelskugel ist, so können wir das Liniennetz der Stunden- und Deklinationskreise unmittelbar auf die Erde übertragen. Den Stundenkreisen ent-

sprechen die Längen-, den Deklinationskreisen die Breitenkreise. Die Ausdrücke Länge und Breite zur Bestimmung der Lage eines Ortes sind uns aus dem Altertum überkommen, wo die bekannte Erde in der westöstlichen Richtung sich weiter ausdehnte als in der nordsüdlichen.

Die geographische Breite ergibt sich, wie man aus der beigefügten Figur (26) entnehmen kann, aus der Höhe des Zenites über dem Himmelsäquator; diese ist aber gleich der Höhe des Himmelspoles über dem astronomischen Horizont. In der Figur sind die Winkel näher gekennzeichnet. Die geographische Breite eines Ortes ist also gleich der Polhöhe. Diese finden wir aus der Kulmination eines Fixsternes oder auch der Sonne, wenn wir deren Deklination kennen. Es ist

Sternhöhe — Deklination = Äquatorhöhe
= 90° — Polhöhe
also Polhöhe = 90° — (Sternhöhe — Deklination).

Die Polhöhe ist also gleich dem Komplement der Differenz der beobachteten Höhe des Sternes über dem Horizont und seiner Deklination. Zur Messung der Sternhöhe während seiner Kulmination ist die Kenntnis der Lage des Kulminationskreises oder Meridians nötig. Diese ermittelt man durch die Messung zweier korrespondierender Sternhöhen oder auch durch Beobachtung des Polarsternes in seiner westlichsten und östlichsten Stellung. In beiden Fällen ergibt sich die Lage des Meridians als das Mittel der beobachteten Sternörter.

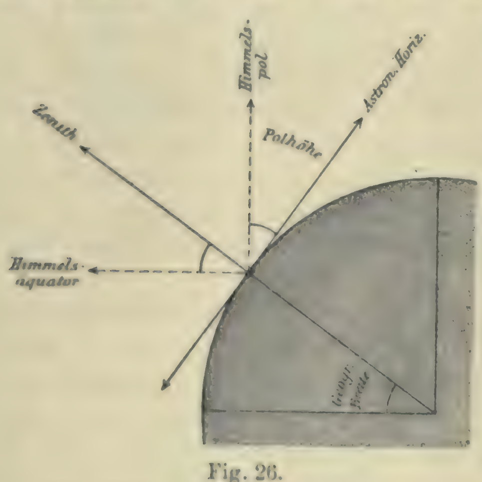


Fig. 26.

Die geographische Länge finden wir aus der scheinbaren Drehung des Himmels. Diese vollzieht sich innerhalb der Zeit von 24 Stunden Sternzeit; es entspricht somit die Drehung des Himmels während der Zeit von 4 Min. einem Grad. Orte, für welche ein Stern um 4 Min. später oder früher kulminiert, haben einen Längenabstand von einem Grad. Die Länge ergibt sich also einfach aus dem Unterschiede der Ortszeiten. Die Ortszeit aber erhalten wir wieder aus der Zeit der Kulmination eines Sternes, dessen Eintritt in den Meridian nach Zeit und Ort wir genau kennen.

Die Sonne kulminiert in der Richtung von Osten nach Westen immer später, in der umgekehrten Richtung immer früher. Bei einer Erdumsegelung in der ersten Richtung eilen wir mit der Zeit des Ausgangspunktes der Ortszeit voraus, wir verlieren bis zur Rückkehr schließlich einen ganzen Tag. Um uns dann der Ortszeit wieder anzupassen, müssen wir einen Tag überspringen. Bei der Schiffahrt geschieht dieser Ausgleich auf der sogenannten Datumsgrenze, welche im allgemeinen auf den 180. Grad verlegt ist. Als Anfangsmeridian für die Zählung gilt heute der Meridian von Greenwich.

Literatur:

Jordan, Grundzüge der astronomischen Zeit- und Ortsbestimmung. — Berlin, 1886.

W. F. Wislicenus, Handbuch der geographischen Ortsbestimmungen auf Reisen zum Gebrauch für Geographen und Forschungsreisende. — Leipzig, 1891.

C. Reinhertz, Geodäsie. (Samml. Göschen 102). — Leipzig 1899.

Güssfeld, Grundzüge der astronom.-geogr. Ortsbestimmung. — Braunschweig 1902.

Marcuse, Handbuch der geograph. Ortsbestimmung. — Braunschweig 1905.

Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Herausgeg. v. Neumayer. I. Bd. — Hannover, 3. Aufl., 1906.

Darstellung der Erdoberfläche.

Die Kenntnis der Lage eines Ortes nach Länge und Breite gestattet, diesen auf einer Abbildung der Erdoberfläche einzutragen. Solche Abbildungen liefert uns der Globus oder die Karte. Die letztere stellt uns die gekrümmte Erdoberfläche auf eine Ebene projiziert dar. Die Abbildungen enthalten zunächst das Gradnetz, das dem Liniennetze der Meridiane und Parallelkreise entspricht. In das Gradnetz werden dann die astronomisch vermessenen Orte und in die Flächen zwischen den Netzlinien die topographischen Verhältnisse eingezeichnet. Die Grundlage hierfür liefert die topographische Aufnahme, welche die Örtlichkeiten im einzelnen nach ihrer Lage wie nach ihrer Höhe vermißt.

Topographische Aufnahme.

Bei der topographischen Aufnahme handelt es sich um die Bestimmung der Lage eines Ortes nach Richtung und Entfernung, Aufnahme der Situation, sowie um die Vermessung der Geländeformen, d. h.

der Bestimmung der Lage eines Ortes nach seiner Höhe, Aufnahme des Terrains.

Literatur:

Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Herausgeg. v. Neumayer. I. Bd. — Hannover, 3. Aufl., 1906.

Jordan, Handbuch der Vermessungskunde. — Stuttgart, 1907.

Hugershoff, Kartographische Aufnahmen und geographische Ortsbestimmung auf Reisen. (Samml. Göschen, 607). — Berlin u. Leipzig, 1912.

Aufnahme der Situation.

Zur Bestimmung der Richtungen bedient man sich der Winkelinstrumente, die sämtlich mit einer Visiervorrichtung versehen sind. Es wird dann entweder der Richtungsunterschied nach zwei Orten in Graden bestimmt oder es wird auch nur der Richtungsunterschied eines Ortes zu einer festgesetzten Richtung, z. B. Nord, ermittelt.

Für die Messung in letzterer Art wird besonders der Kompaß benutzt, auf dem durch die Magnetnadel eine Richtung ohne weiteres gegeben ist. Da die Nadel aber nicht genau nach Norden zeigt, so ist für die praktische Verwendung dieses Instrumentes stets die Kenntnis der magnetischen Deklination oder der Mißweisung erforderlich. Der Kompaß ist entweder als Taschenkompaß mit Teilung von 5 zu 5 Grad oder als Stockkompaß mit feinerer Teilung eingerichtet. Die sichersten Messungen gestattet der auch als Bussole bezeichnete Kompaß, der auf ein Stativ aufgesetzt wird und mit einer genauen Visiervorrichtung durch Diopter ausgerüstet ist. Ist die Gradeinteilung schwingend, also mit der Magnetnadel verbunden, so wird das Instrument als Schmalkalder Bussole bezeichnet.

Als Winkelinstrumente werden weiter namentlich der Sextant und vor allem der Theodolit gebraucht. Der letztere besteht im wesentlichen aus zwei kreisförmigen, mit Gradeinteilung und Visiereinrichtung versehenen Scheiben, die um senkrecht aufeinander stehende Achsen drehbar sind. Die eine, als Horizontal- oder Azimutalkreis bezeichnet, dient zur Messung der Richtungsunterschiede in der horizontalen Ebene, die andere, der Vertikal- oder Zenitalkreis, zur Bestimmung der Winkel in der zum Horizont vertikalen Ebene. Die Visierungen erfolgen mit dem Fernrohre und die Gradeinteilungen sind mit einem Nonius ausgestattet, so daß noch sehr kleine Winkel gemessen werden können.

Die Horizontalrichtungen können auch unmittelbar in das Kartenblatt eingezeichnet werden. Man bedient sich dabei des Meßtisches, eines Zeichentisches, der horizontal aufgestellt werden kann. Die Rich-

tungen werden auf das auf dem Tische befestigte Papier mittels eines Lineals, das mit Diopten oder mit einem Fernrohr, der sogenannten Kippregel, zum Visieren versehen ist, eingetragen.

In neuerer Zeit ist auch die Photographie in den Dienst der Vermessung getreten. Man bezeichnet das Verfahren als Photogrammetrie. Die Aufnahmen werden mit dem Phototheodolit ausgeführt, d. i. ein mit einer photographischen Kamera verbundener Theodolit. Das nach den Gesetzen der Perspektive aufgenommene Bild ermöglicht die Messung oder Berechnung aller vorhandenen Horizontal- und Vertikalwinkel. Bei photographischen Aufnahmen aus großen Höhen (Luftballon) erhält man unmittelbar Kartenbilder, die nur einer geringen Abänderung bedürfen.

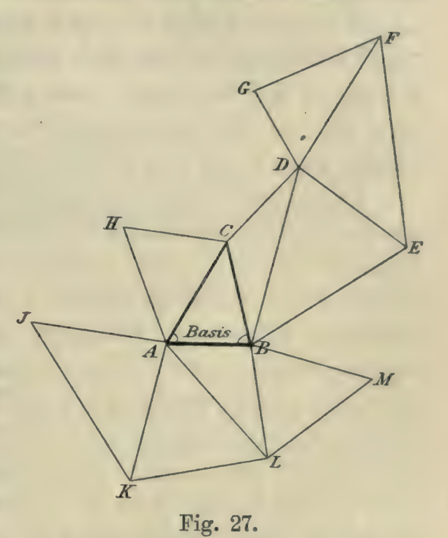


Fig. 27.

Die Entfernungen werden zunächst bei kleineren Werten direkt mit einem Meßbande oder einer Meßkette bestimmt. Bei größeren Abständen gibt man sie nach der Zahl der Schritte, die zu der Zurücklegung der Wegstrecke nötig waren, oder auch nach der dabei gebrauchten Zeit, der Marschzeit, an. Solche Bestimmungen liefern jedoch nur ungenaue Werte. Zur genaueren Messung größerer Entfernungen ist eine Ermittelung auf indirektem Wege erforderlich. Das Verfahren bezeichnet man als Triangulation, das zuerst von dem Holländer Snell im 17. Jahrhundert angewandt wurde.

Bei der Triangulation wird die Entfernung trigonometrisch berechnet aus einem Dreieck, von dem eine Seite und die beiden anliegenden Winkel bekannt sind. Die Lage eines Punktes ist bestimmt, wenn wir seine Richtung von zwei der Lage und somit ihrem Abstande nach bekannten Orten aus ermitteln. Wir bekommen dann auf der Karte den Ort durch das Eintragen der Richtungen als Schnittpunkt beider. In der beistehenden Figur (27) ist in dem kräftiger gezeichneten Dreieck *ABC* der Punkt *C* genau festgelegt, wenn wir *AB* und die Winkel *CAB* und *CBA* kennen. Man bezeichnet dieses Verfahren als das Bestimmen durch Vorwärtseinschneiden, während man von Rückwärtsein-

schneiden spricht, sobald wir die Lage des Ortes dadurch festlegen, daß wir von ihm aus die Richtung nach bekannten Orten messen. In diesem Falle sind die Richtungen nach drei Orten zu ermitteln, weil der Richtungsunterschied nach zwei Orten noch nicht zur Festlegung ausreicht. Wir müssen also in unserer Figur (27), wenn wir C auf diese Weise seiner Lage nach bestimmen wollen, die Winkel ACB und etwa DCB oder HCA messen.

Bei der Triangulation wird die Lage des Punktes durch Vorwärtseinschneiden bestimmt. Sie beruht also auf der sorgfältigen Ermittelung zweier Punkte A und B (Fig. 27) nach Lage und Entfernnng, von denen aus die Richtungen nach dem dritten Punkt C gemessen werden. Man bezeichnet die betreffende Seite AB des Dreiecks als die Grundlinie oder Basis. Die Berechnung der Entfernung des gesuchten Punktes erfolgt dann nach dem Sinussatze.

Durch Aneinanderfügen verschiedener Dreiecke an eine Basis oder an die dadurch gewonnenen neuen Grundlinien erhält man ein Triangulationsnetz, das schließlich über die ganze Erde ausgedehnt werden kann. Gegenwärtig sind alle Kulturländer nach diesem genauen Verfahren vermessen. Für weite Gebiete der Erde liegen jedoch nur sogenannte Itinerare oder Routenaufnahmen durch Forschungsreisende vor. Bei diesen werden die Richtungen mit dem Kompaß, die Entfernungen mit der Uhr nach Marschzeit bestimmt. Sie lehnen sich aber tunlichst an genau nach geographischer Länge und Breite bestimmte Orte an, wie überhaupt die astronomische Ortsbestimmung die eigentliche Grundlage aller Vermessungen bildet.

Aufnahme des Terrains.

Die Aufnahme der Geländeformen, des Terrains, beruht auf der Höhenmessung, d. h. der Ermittelung der Höhe der einzelnen Punkte des Geländes über einem bestimmten Niveau. Am genauesten fällt diese Messung aus, wenn die Höhenunterschiede von Ort zu Ort direkt gemessen werden. Es geschieht das als Nivellement mit Hilfe einer horizontalen Visierrichtung, eines Nivellier-Instrumentes, und einer vertikalen Meßlatte, an der die Höhe der Visierrichtung des Instrumentes über den zu vermessenden Punkten abgelesen wird.

Das Nivellement kann aber nur auf erreichbare Punkte ausgedehnt werden und erfordert überdies einen großen Aufwand an Zeit. Nicht unmittelbar erreichbare Punkte werden trigonometrisch vermessen, d. h. es werden die Höhen rechnerisch auf Grund der Vermessung ver-

tikaler Dreiecke bestimmt. In unserer Figur (28) ist die Höhe h die Kathete des rechtwinkligen Dreiecks ACB, dessen andere Kathete a der Abstand des Beobachtungsortes von dem Fußpunkte des Lotes ist, das man sich von B aus auf die Niveauebene des Beobachtungsortes gefällt denkt. Es ist dann die gesuchte Höhe gleich der Kathete a mal der Tangente des Höhenwinkels α, der sich als Richtungsunterschied zwischen der Niveauebene und dem Höhenpunkte vom Beobachtungsorte aus ergibt; also $h = a \operatorname{tg} \alpha$. In den meisten Fällen ist die Kathete, wie CD in unserer Figur, nicht unmittelbar meßbar; dann ermittelt man ihre Länge trigonometrisch aus dem Dreieck CFD, in dem FD als meßbar vorausgesetzt ist, oder man mißt nur die Länge b eines Teiles

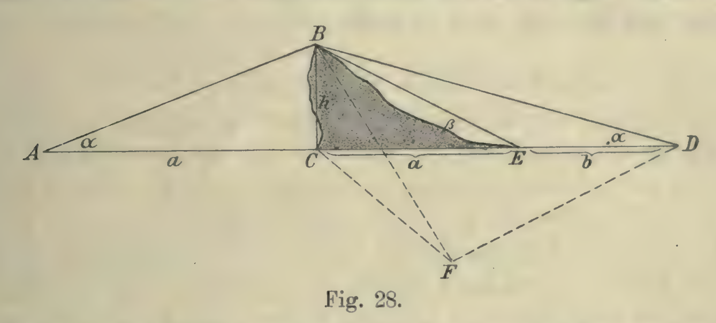


Fig. 28.

derselben ab. Mit Hilfe dieser und der Kenntnis des Höhenwinkels von beiden Standpunkten D und E aus vermag man die Höhe ebenfalls zu berechnen; denn es ist $h = b \dfrac{\sin\alpha \,.\, \sin\beta}{\sin(\beta - \alpha)}$.

Bei größeren Entfernungen des Beobachtungsortes, etwa mehr als 5 km, muß in der Höhenberechnung die Krümmung der Erde und die Wirkung der Refraktion berücksichtigt werden. Ist r der Erdhalbmesser und k der Refraktionskoeffizient, der im Mittel 0,13 beträgt, so lautet die Formel:

$$h = a \operatorname{tg} \alpha + \frac{1 - k}{2r} a^2.$$

Die Formel gibt uns zugleich die Möglichkeit die Entfernung zu bestimmen, in der wir die Erhebung gerade noch am Horizont sehen können, also die sogenannte Aussichtsweite, d. i. der Radius der Kugelkalotte, die wir von der Höhe aus überblicken. Für diesen Fall wird der Höhenwinkel $\alpha = o$, somit ist auch $a \operatorname{tg} \alpha = o$, es bleibt $h = \dfrac{1 - k}{2r} a^2$. Daraus folgt $a = \sqrt{\dfrac{2rh}{1-k}}$.

Da der Luftdruck nach bestimmten Gesetzen mit der Höhe abnimmt, so kann die Höhe auch mit Hilfe des Barometers gemessen werden. Die barometrische Höhenformel, in der alle beteiligten

Faktoren enthalten sind, ist ziemlich kompliziert. Sie ist darum für den praktischen Gebrauch vielfach vereinfacht worden. So hat sie durch Bruhns, Köppen und Sprung folgende Form erhalten:

$$h = \left\{18431 + 71{,}9\left(t + \frac{45 - \varphi}{52}\right)\right\} \log \frac{B_1}{B^1},$$

worin t die Mitteltemperatur der Luftsäule, φ die geographische Breite und B_1 und B^1 die Barometerstände unten und oben sind. In dieser Form ist sie aber nur für Breiten von 10—80° und für die Mitteltemperatur von 0—20° anwendbar. Für 5° Breite muß die Temperatur um 0,1°, für den Äquator um 0,2° erhöht werden, für Temperaturen unter 0° bis —23° ist 69 an Stelle von 71,9 zu setzen. Für geringere Seehöhen gilt auch die noch einfachere Babinetsche Formel:

$$h = 16000\,(1 - 0{,}004\,t)\,\frac{B_1 - B^1}{B_1 + B^1},$$

die von Köppen zur leichteren Einprägung in folgende Fassung umgeändert ist:

$$h = 60\,(B_1 - B^1)\,\frac{267 + t}{762 + B^1}.$$

In den meisten Fällen bedient man sich zur Ermittelung der Höhe aus dem Luftdruck besonders hierfür zusammengestellter Tabellen. Als Instrumente verwendet man das Quecksilber- und das freilich weniger sichere Aneroidbarometer.

Da mit dem Luftdruck sich auch die Siedetemperatur des Wassers gesetzmäßig ändert, so bildet mittelbar auch das Kochthermometer ein Höhenbestimmungsmittel. Dieses ist namentlich zur Kontrolle der unsicheren Aneroidbarometer gut brauchbar, im allgemeinen allerdings nur bei großen Höhenunterschieden, da etwa 30 m erst durch die Abnahme von $^1/_{10}$ Grad der Siedetemperatur angezeigt werden.

Die Kartenprojektionen.

Für die Darstellung der Erdoberfläche auf der Karte ist die Wiedergabe des Gradnetzes, also die Art der Projektion, sehr mannigfaltig. Bei allen Abbildungen treten starke Verzerrungen ein. Bei der Projektion auf eine berührende Ebene gibt es nur einen Berührungspunkt, außerhalb dieses muß die Situation somit in dem Abbilde irgendeine Veränderung erfahren. Legen wir um die Erde eine abwickelbare Fläche, einen Kegelmantel oder einen Zylinder, und bilden auf diesen die Oberfläche ab, so ist ein voller Berührungskreis, oder, wenn wir den Kegel oder Zylinder die Erde schneiden lassen, sogar zwei Kreise beiden

Flächen gemeinsam. Wir unterscheiden danach Projektionen auf die Ebene, auf den Kegelmantel, Kegel- oder konische Projektionen, und auf den Zylindermantel, zylindrische Projektionen. Ebene und Zylinder kann man auch als die Grenzfälle des Kegels betrachten, wonach dann alle Projektionen als konische aufzufassen wären. Die Projektionen sind normale, wenn die Achse des Kegels mit der Erdachse zusammenfällt, in jedem anderen Falle nichtnormale. Die letzteren heißen schiefachsige, wenn die Kegelachse zur Erdachse geneigt ist, transversale, wenn sie in die Äquatorebene fällt.

Alle Gebiete der Erde außerhalb der Berührungskreise sind auf der Abbildung mehr oder weniger verzerrt. Die Größe dieser Verzerrung kann mathematisch berechnet werden. Ein allgemeines Gesetz dafür hat Tissot aufgestellt.

Denkt man sich um irgendeinen Punkt der Oberfläche der Kugel als Mittelpunkt einen Kreis gelegt und zieht durch diesen zwei senkrechte Durchmesser so, daß sie auch in der Abbildung rechtwinklig bleiben, so ergibt sich die Verzerrung darin zu erkennen, daß die Länge dieser Linien sich verändert. Die Abbildung des Kreises wird im allgemeinen eine Ellipse, welche Tissot als die Indikatrix bezeichnet hat. Die Abweichung der Größe der Ellipsenachsen von dem Halbmesser des Kreises gibt das Maß der Verzerrung an. Die Lage eines Punktes auf der Indikatrix hängt dann von dem Verhältnisse beider Halbachsen zueinander ab; je mehr sich diese dem Werte des Halbmessers des Kreises nähern, um so geringer ist die Verzerrung.

Die Verzerrung besteht entweder in einer Änderung der Größe der Fläche oder der Richtung oder endlich der Abstände. Diese Flächen-, Winkel- oder Längenverzerrung kommt in dem Verhältnisse der Halbachsen der Indikatrix deutlich zum Ausdruck.

Bleiben die Halbachsen einander gleich, ist die Indikatrix also ein Kreis, so wird die Abbildung winkeltreu oder konform. Diese Winkeltreue kann bei der Projektion immer nur für einen kleinen Bereich erlangt werden. Ist die Indikatrix eine Ellipse, ihre Fläche aber gleich der des Kreises auf dem Urbilde, so wird die Darstellung flächentreu oder äquivalent. Diese Eigenschaft besitzt dann die Projektion in allen Punkten.

Sind die beiden Eigenschaften nicht vorhanden, ist also die Projektion weder flächentreu noch winkeltreu, so kann sie in beschränktem Maße längentreu sein. Es ist das der Fall, wenn die eine Halbachse der Indikatrix gleich dem Halbmesser des Kreises ist. Die Abstandstreue oder Äquidistanz besteht dann in der Richtung dieser Achse.

Flächen-, Winkel- und Längentreue schließen sich bei der Abbildung auf der Ebene gegenseitig aus, es kann somit nie eine Projektion gleichzeitig winkel- und flächentreu oder abstandstreu sein.

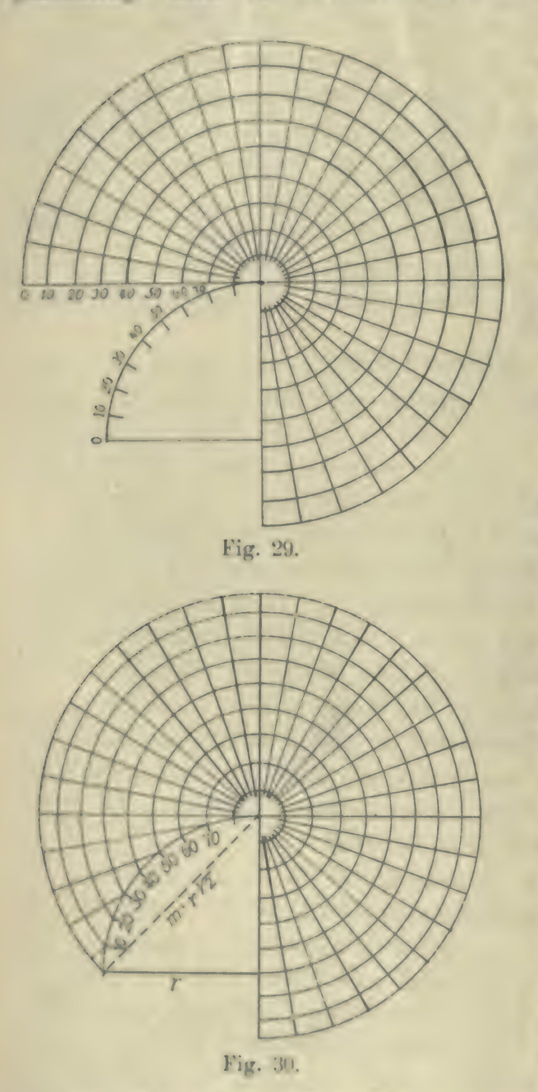


Fig. 29.

Fig. 30.

Bei der Wahl der Projektionsart für irgendein Land kommt es zunächst auf den besonderen Zweck der Darstellung an. Für geographische Betrachtungen, bei denen meist die Flächengröße von Bedeutung ist, eignen sich am besten flächentreue Projektionen. Unter diesen sind wieder diejenigen zu bevorzugen, deren Winkel- und Abstandsverzerrung möglichst klein ist. Winkeltreue Projektionen wählt man, wenn es in der Karte auf die anschauliche Darstellung der Richtungen ankommt (Winde, Meeresströmungen, Isothermen). Auch die Größe des darzustellenden Gebietes sowie dessen Lage auf der Erdoberfläche ist zu beachten. Ferner spielt der Maßstab eine entscheidende Rolle. Bei großem Maßstab weichen die verschiedenen Projektionen in ihren Deformationen nur wenig voneinander ab. Daher sind in diesem Falle die einfachsten Projektionen immer die besten. Erst bei kleinerem Maßstab, wo es sich meist auch um Darstellung eines größeren Gebietes handelt, ist eine sorgfältige Auswahl der Projektionsart notwendig.

Literatur:

Zöppritz-Bludau, Leitfaden der Kartenentwurfslehre. I. Teil. — Leipzig, 3. Aufl. 1912.

A. Tissot, Die Netzentwürfe geographischer Karten. Deutsch von E. Hammer. — Stuttgart, 1887.

E. Hammer, Die geographisch wichtigsten Kartenprojektionen. — Stuttgart, 1888.

M. Groll, Kartenkunde. I.: Die Projektionen. (Samml. Göschen, 30). — Berlin u. Leipzig, 1912.

Azimutale Projektionen.

Wird bei der Abbildung für die Richtung der einzelnen Punkte in bezug auf den Mittelpunkt der gleiche Winkel oder dasselbe Azimut beibehalten, so bezeichnet man die Projektion als azimutale oder auch zenitale, da alle vom Mittelpunkte des Urbildes gleichweit entfernten Punkte auch auf der Abbildung von diesem gleichweit entfernt sind, mithin dort ebenfalls auf einem Kreise liegen. Auf diesem Kreise zeigt die Karte überall die gleiche Verzerrung. Die einzelnen azimutalen Projektionen unterscheiden sich nur durch die Größe des Halbmessers der Kreise, durch sie wird das Wesen einer solchen Projektion vollständig ausgedrückt. Man nennt diese Abhängigkeit von dem Radius das Halbmessergesetz.

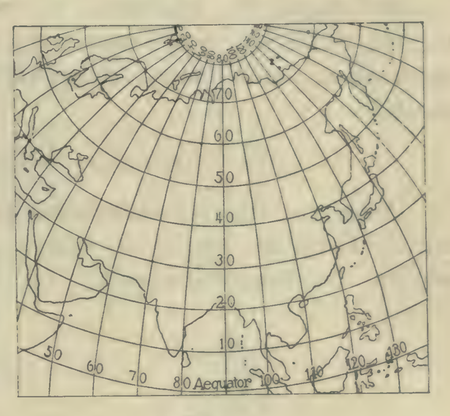


Fig. 31.

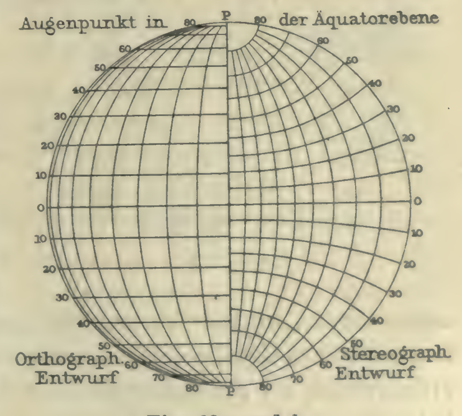


Fig. 32a und b.

Unter den azimutalen Projektionen sind besonders gebräuchlich Postels mittabstandstreue (Fig. 29), bei der der Halbmesser (m) gleich dem entsprechenden Bogen der Erdkugel, also m = arc x ist, und Lamberts flächentreue (Fig. 30 u. 31), bei welcher die von dem Kreise eingeschlossene

Fläche gleich der der betreffenden Kalotte ist, also $m^2 \pi = 2 r \pi h$, wo h die Höhe der Kalotte und r der Radius ist.

Die winkeltreue Projektion ist zugleich eine perspektivische, d. h. eine Projektion, die mit Hilfe der Perspektive gezeichnet werden kann. Liegt bei diesen perspektivischen Projektionen der Augenpunkt im Unendlichen, stehen also die Projektionsstrahlen senkrecht auf der Ebene, so bezeichnet man sie als orthographische (Fig. 32a); liegt der Augenpunkt im Mittelpunkte der Erdkugel, so haben wir eine zentrale oder gnomonische Projektion. Befindet sich schließlich der Augenpunkt in der Mitte der nicht darzustellenden Erdhalbkugel, so heißt die Projektion stereographisch. Diese ist winkeltreu (Fig. 32b).

Jede azimutale Projektion ist eine Horizontalprojektion, bezogen auf den Mittelpunkt der Bildfläche. Je nachdem nun der Mittelpunkt der Pol, ein Punkt auf dem Äquator oder ein Punkt zwischen beiden ist, unterscheidet man Polar-, Äquatorial- und schlechthin Horizontalprojektionen.

Konische Projektionen.

Projizieren wir die Erdoberfläche auf einen Kegelmantel, so erhalten wir die konische Projektion, wenn wir den Kegelmantel aufschneiden und in die Ebene abwickeln. Die Meridiane erscheinen dann als Strahlenbüschel, die sich in der Spitze des Kegelmantels treffen, und die Parallelkreise wieder als Kreise, deren Mittelpunkt der Schnittpunkt der Meridiane ist. Der Winkel, unter dem sich die Strahlen schneiden, ist größer als der der entsprechenden Meridianebenen der Erde. Bezeichnen wir diesen mit λ, so ist der Winkel der Meridiane auf der Projektion $\lambda_1 = \lambda \sin \varphi$, wo φ die Breite des Mittel- oder Berührungsparalleles ist. Es gibt auch hier mittabstandtsreue, winkeltreue und flächentreue Projektionen. Bei den mittabstandstreuen Kegelprojektionen werden die Abstände auf den Meridianen gleich denen auf der Erdoberfläche gemacht. Um die Verzerrung außerhalb des Berührungskreises etwas zu vermindern, hat man statt eines

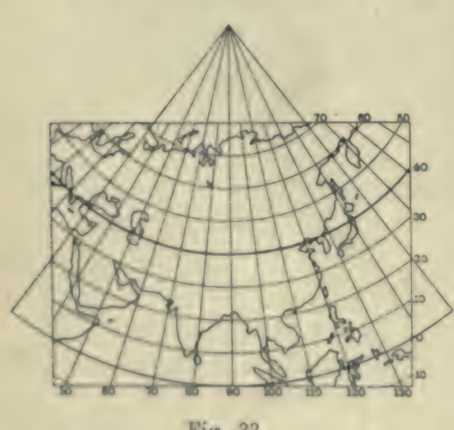


Fig. 33.

berührenden Kegelmantels auch einen schneidenden der Projektion zugrunde gelegt. Am gebräuchlichsten ist die einfache Kegelprojektion mit längentreuem Berührungsparallel und längentreuen Meridianen. (Fig. 33)

Da die Konstruktion der Parallelkreise bei den konischen Projektionen wegen der Größe des Halbmessers praktisch auf Schwierigkeit stößt, so legt man der Zeichnung vielfach eine Hilfskonstruktion in Form eines rechtwinkligen Koordinatensystems zugrunde. Es werden dann für dieses die Örter der Schnittpunkte der Meridiane und Parallelkreise berechnet, in das Koordinatensystem eingetragen und mit einander verbunden.

Es sei (Fig. 34) YY die Ordinatenachse, mit der der Mittelmeridian NA zusammenfalle. A sei der Schnittpunkt dieses mit dem Berührungsparallel, durch ihn gehe die Abszissenachse XX. NB sei ein zweiter Meridian, $A_1 B_1$ ein zweiter Parallelkreis. Dann ergeben sich für B und B_1 folgende Ordinaten,

$$\text{es ist } x = NA \sin \lambda_1 = R \sin \lambda_1$$
$$y = AD = NA - DN$$
$$= R - R \cos \lambda_1$$
$$= R (1 - \cos \lambda_1)$$

Demnach $x_1 = R_1 \sin \lambda_1$ und $y_1 = R_1 (1 - \cos \lambda_1)$ usf.

Fig. 34.

Zylinderprojektionen.

Auch die Zylinderprojektionen sind nach den gleichen Grundsätzen entworfen. Im allgemeinen legt man den Zylinder so um die Erde, daß seine Achse mit der dieser zusammenfällt, und daß der Zylindermantel die Erde nur berührt. Es gibt aber auch Projektionen auf Zylinder, deren Achse senkrecht auf der der Erde steht, und solche, die die Erde in zwei Kreisen schneiden. Unter den abstandstreuen ist eine der ältesten die quadratische Plattkarte, auf der die Meridiane längentreu abgebildet sind (Fig. 35). Als eine solche Plattkarte stellt sich auch die Casini-Soldnersche Projektion dar, bei welcher der Zylinder die Erde in einem Meridiankreise berührt. Unter den flächentreuen möchten wir nur die isozylindrische nennen; auf ihr erhalten wir die Parallelkreise als Schnittlinien der Parallelkreisebenen mit dem Zy-

lindermantel. Die bekannteste Zylinderprojektion ist die **Merkatorprojektion**, die zu den winkeltreuen gehört. Der Äquator ist auf ihr längentreu abgebildet, die sämtlichen Parallelkreise sind diesem gleich, sie sind somit alle zu groß. Auf der Erde nehmen sie mit dem Kosinus der

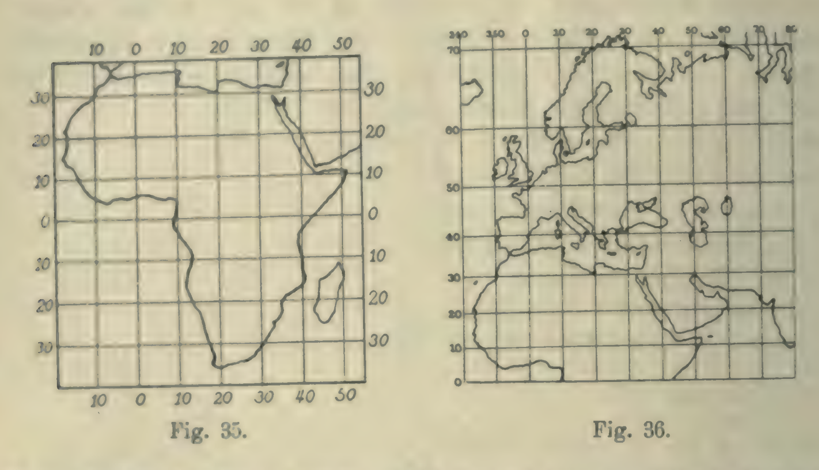


Fig. 35. Fig. 36.

Breite beständig ab, sie werden also in jeder Zylinderprojektion im Verhältnisse $1/\cos\varphi$ zu groß dargestellt. Soll Winkeltreue erreicht werden, so müssen die Achsen der Indikatrix gleich werden, d. h. es müssen auch die Abstände auf den Meridianen in demselben Verhältnisse $1/\cos\varphi$ vergrößert werden (Fig. 36).

Konventionelle Projektionen.

Neben den azimutalen, konischen und zylindrischen Projektionen bestehen noch zahlreiche andere, die nicht einfach geometrisch definierbar sind, aber sich doch an die genannten eng anschließen. Man bezeichnet sie als **konventionelle Projektionen**. Zu diesen gehört zunächst die **Globularprojektion**; bei ihr sind alle Meridiane und Parallelkreise Kreisbogen, die den Mittelmeridian, den Äquator und den Begrenzungskreis in gleiche Abschnitte teilen (Fig. 37). Während diese nur eine Halbkugel abzubilden gestattet, ist von **Aitow** eine solche Projektion für die ganze Erde konstruiert. Denkt man sich irgendeine Projektion der Halbkugel um den Äquator um 60° geneigt und nun von neuem auf eine Ebene senkrecht projiziert, so erhält man eine elliptische Abbildung, die man dadurch, daß man die Meridiane doppelt zählt, als Abbildung der ganzen Erde verwenden kann. In ihr ist der Mittelparallel

doppelt so groß als der Mittelmeridian, weil dieser durch die Projektion um die Hälfte verkürzt ist ($\cos 60 = {}^1/_2$). Die neue Projektion behält die Eigenschaften der ursprünglichen bei.

Der Darstellung der gesamten Erde dient auch die Kreisprojektion von van der Grinten. Der Mittelpunkt des Kreises liegt im Äquator, Meridiane und Parallelkreise sind Kreisbogen, die Meridiane schneiden den Äquator in gleichen Abständen, die Lage der Parallelkreise ist nach dem Grundsatz bestimmt, daß die Verzerrungen nach den Polen zunehmen und an diesen ihr Maximum erreichen. (Petermanns Mitteilungen, 1904.)

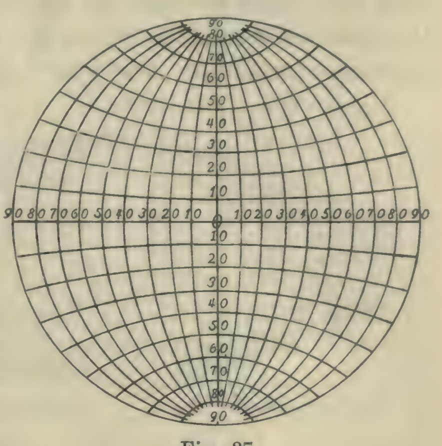


Fig. 37.

Unter den konventionellen Kegelprojektionen ist die Bonnesche modifizierte die bekannteste; sie gibt die Parallelkreise wie bei der mittabstandstreuen Kegelprojektion als Kreise wieder, auf denen aber die Meridiane in ihren wahren Abständen abgetragen werden, so daß also auch die Parallelkreise längentreu sind. (Fig. 38). Durch diese Konstruktion wird sie flächentreu, was ohne weiteres aus einer Betrachtung irgendeines genügend kleinen Netzviereckes ersichtlich ist.

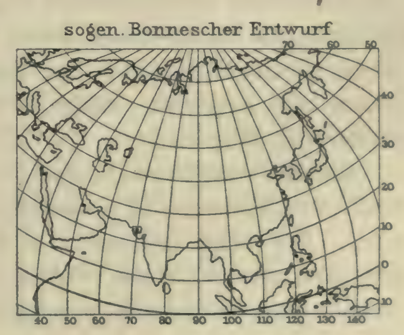


Fig. 38.

Hier ist ferner auch die polykonische Projektion zu erwähnen, die, wie der Name schon sagt, eine Projektion auf viele Kegelmäntel ist. Bei ihr wird das darzustellende Gebiet in Zonen eingeteilt und jede Zone auf den Kegelmantel projiziert, der den Mittelparallel der Zone berührt. Bei der Abwickelung erhält man zunächst kein zusammenhängendes Bild, weil die Kegelmantelzonen mit der Entfernung vom Mittelmeridian immer weiter auseinander gehen. Doch die Lücke wird unmerklich klein, wenn man die Zonen genügend schmal nimmt und kann vernachlässigt werden.

Als konventionelle oder unechte Zylinderprojektionen gelten die

Sanson-Flamsteedsche und Mollweidesche Projektion. Bei der ersteren wird der geradlinige Mittelmeridian längentreu geteilt und durch die Teilpunkte werden senkrecht und geradlinig die Parallelkreise gezogen und ebenfalls längentreu geteilt; die durch die Teilpunkte gezogenen Kurven stellen dann die Meridiane dar. Diese Projektion ist flächentreu (Fig. 39a). Bei der anderen, die auch Babinets homalographische Projektion genannt wird, ist die längentreue Einteilung vom Mittelmeridian und von den Parallelkreisen aufgegeben, dagegen wird der Grenzmeridian der Halbkugel, der der Mittelmeridian angehört, als Kreis abgebildet, dessen Fläche der der Halbkugel flächengleich ist. Die Einteilung des Mittelmeridians geschieht dann weiter nach dem Grundsatze, daß die von den entsprechenden Parallelkreisen begrenzten Zonen ebenfalls flächentreu bleiben. Die Parallelkreise selbst werden innerhalb der Halbkugel zunächst gleichmäßig geteilt und dann mit derselben Teilung nach beiden Seiten zur doppelten Größe verlängert. Auch diese Projektion ist flächentreu. (Fig. 39b).

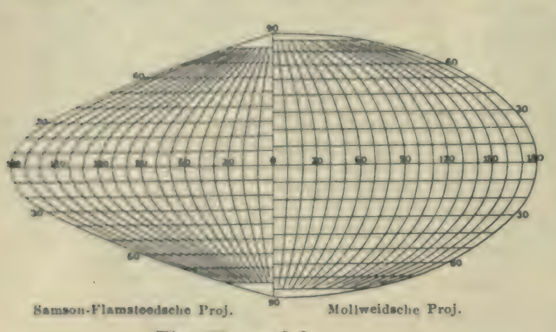


Fig. 39a und b.

Diesen Projektionen gleichen bis zu einem gewissen Grade die winkeltreuen und flächentreuen Projektionen von Eckert, die er Polarogkoide nennt. Bei ihnen sind ebenfalls die Parallelkreise geradlinig, die Erdpole sind aber nicht als Punkte, sondern als Parallelkreise von halber Äquatorlänge dargestellt. (Petermanns Mitteilungen, 1906).

Die Karte.

In das abgebildete Gradnetz werden die Orte und das Gelände in besonderen Signaturen eingezeichnet. Wenn die Örtlichkeiten nur nach Entfernung und Richtung wiedergegeben werden, so veranschaulichen die Karten die Situation, werden dagegen auch die Formen des Landes abgebildet, so stellen sie das Terrain oder Gelände dar. Zur Wiedergabe des Geländes bedient man sich einmal der Schraffen, die als eine Art Schattierung aufzufassen sind und so angelegt werden, daß

im allgemeinen die Karte um so dunkler erscheint, je steiler das Terrain ansteigt. Es liegt diesem Verfahren der Gedanke an eine bildliche Veranschaulichung des Reliefs zugrunde. Um die plastische Wirkung zu erhöhen, hat man mit gutem Erfolg die schiefe Beleuchtung für die Schattierung eingeführt. Die dem schräg einfallenden Lichte zugekehrten Seiten der Gehänge bleiben hell, die im Schatten liegenden werden dunkel. Statt der mühsamen Schraffierung ist auch die einfachere Schummerung verwendet worden, bei der durch geringere oder größere Dichte die Abtönung von hell zu dunkel erzielt wird. Die eigentliche Grundlage aller Geländezeichnung bilden aber die Höhenlinien, Niveaulinien oder Isohypsen, d. s. Linien, die die Punkte gleicher Meereshöhe miteinander verbinden. Diese hypsometrischen oder Schichtenkarten erlauben unmittelbar die Neigung der Gehänge, den Böschungswinkel, zu bestimmen, der sich aus dem Verhältnis der Entfernung zweier Isohypsen zu ihrem Höhenabstand ergibt. Die Geländedarstellung mit Höhenlinien gewährt aber im allgemeinen kein plastisches Bild. Deshalb werden zur besseren Anschaulichkeit die Höhenabstufungen noch durch verschiedene Farbentöne gekennzeichnet, und zwar vorwiegend nach dem Grundsatze: „Je höher desto dunkler.“ Man benutzt meist grüne und braune Töne. In neuerer Zeit hat Peucker für die Höhenabstufungen eine aus physiologisch-optischen Gesetzen abgeleitete Skala aufgestellt, die eine besonders plastische Wirkung hervorrufen soll.

Das hypsometrische Verfahren kommt auch bei der Zeichnung des Bodenreliefs der Meere und Seebecken zur Anwendung. Die Niveaulinien sind dann Tiefenlinien oder Isobathen. Für die Abstufungen der Tiefen wählt man meist um so dunklere Töne, je tiefer der Grund liegt.

Für die Art der Darstellung im einzelnen ist der Maßstab der Karte entscheidend. Dieser richtet sich nach der Größe des abzubildenden Gebietes. Er wird ausgedrückt durch das Verhältnis der Entfernungen auf der Karte zu denen auf der Erdoberfläche.

Da alle Kartenprojektionen Verzerrungen nach Länge und Richtung enthalten, so gilt der Maßstab nicht ohne weiteres für alle Teile der Karte, er gibt nur allgemein das Maß der Verjüngung der Projektion an. Unmittelbar ist es nur in den abstandstreuen Richtungen der Karte anwendbar.

Nach der Größe des Maßstabes unterscheidet man Plan oder Flurkarte, etwa bis 1:10000, auf denen noch Häuser, Straßen, Flüsse usw. in ihrer wirklichen Ausdehnung wiedergegeben sind, ferner topogra-

phische Spezialkarten, etwa bis 1:200000 und endlich die eigentlichen geographischen Karten, auf denen Situation und Terrain in den oben aufgeführten Signaturen meist unter bedeutender Generalisierung der natürlichen Formen eingezeichnet sind.

Die Kenntnis der Signaturen und des Maßstabes ist für das richtige Lesen der Karte unerläßlich. Die räumliche Vorstellung muß sich aber unmittelbar an den Maßstab anlehnen, der neben der Art der Projektion auch die Grundlage für alle Vermessungen auf der Karte bildet.

Für die Flächenmessung können nur flächentreue Karten Verwendung finden. Das Areal bestimmt man vielfach in der Weise, daß man es mit einem Netz gleichgroßer Quadrate überdeckt und Zahl und Flächeninhalt dieser ermittelt. In neuerer Zeit bedient man sich auch besonderer Instrumente, der Planimeter, die bei dem Umfahren der Fläche mit einem Stift unmittelbar die Größe des Areals angeben. Das Resultat stellt eine graphische Integration der Fläche dar. Am gebräuchlichsten sind gegenwärtig das Amsler'sche Polarplanimeter und für weniger genaue Messungen das Stangenplanimeter.

Die Längenmessung darf nur auf Karten größeren Maßstabes ausgeführt werden. In den Karten kleineren Maßstabes sind die Verzerrungen zu groß, und somit die Längen zu ungleich. Die Längen werden ermittelt, indem man mit einem Zirkel eine kleine Strecke fortgesetzt absteckt, die Wegstrecke also auszirkelt, oder indem man sie mit einem Meßrädchen befährt. In neuerer Zeit hat man auch hierfür besondere Instrumente, Kurvimeter, konstruiert, bei denen die Kurve selbst mit einem Fahrstift befahren, ihre Länge dagegen durch abseits davon laufende Meßrädchen bestimmt wird. Unter ihnen liefert das Polarkurvimeter von Ule die zuverlässigsten Resultate.

Literatur:

Zondervan, Allgemeine Kartenkunde. — Leipzig, 1901.

M. Groll, Kartenkunde. II. Der Karteninhalt und das Messen auf Karten. (Samml. Göschen 599) — Berlin u. Leipzig, 1912.

Zöppritz-Bludau, Leitfaden der Kartenentwurfslehre. II. Teil. — Leipzig, 2. Aufl. 1908.

Physische Erdkunde.

Die physische Erdkunde oder Geophysik behandelt die Erscheinungen der Erde, welche der anorganischen Welt angehören. Diese lassen sich drei großen Gruppen unterordnen; es sind Erscheinungen der Gesteins-, der Wasser- und der Lufthülle.

Durch den Gegenstand der Forschung kommt die physische Erdkunde in enge Berührung mit den übrigen Naturwissenschaften, besonders mit der Physik und der Geologie. Mit der letzteren berührt sie sich auf dem Gebiete der Lithosphäre, mit der ersteren hauptsächlich auf dem der Hydro- und Atmosphäre. Sie hat aber mit diesen Disziplinen nur das Arbeitsfeld gemeinsam, sie unterscheidet sich von ihnen wesentlich durch ihre besondere Aufgabe. Während jene die Erscheinungen an sich untersuchen, betrachtet die Erdkunde sie stets im Zusammenhange mit anderen Erscheinungen und sucht ihre Beziehungen zu den übrigen geographischen Faktoren sowie ihre räumliche Verbreitung festzustellen.

Die sämtlichen naturwissenschaftlichen Disziplinen bilden demnach Hilfswissenschaften der physischen Erdkunde, die wichtigsten Tatsachen aus ihnen die Grundlage auch für ein richtiges Verständnis der physischen Erscheinungen auf der Erde vom geographischen Standpunkte aus.

Als Begründer der neueren Geophysik sind namentlich Leopold von Buch, Karl Dove und vor allem Alexander von Humboldt anzusehen. Der 4. Band seines „Kosmos" behandelt „Die Ergebnisse der Beobachtungen in dem Gebiete tellurischer Erscheinungen", ist also eine physische Erdkunde.

In den letzten Jahrzehnten hat sich das Lehrgebäude der physischen Erdkunde mächtig entwickelt. Auf allen ihren Gebieten ist ein großer Fortschritt zu verzeichnen, viele der einzelnen Zweigdisziplinen sind mehr oder weniger zu selbständigen Wissenschaften ausgewachsen, wie die Morphologie, die Klimatologie, die Ozeanologie, die Lehre von den Gewässern des festen Landes, die Fluß- und Seenkunde (Potamologie und Limnologie).

Von der raschen Entwickelung unseres Wissens gibt die Reihe trefflicher Bücher und Abhandlungen, die auf dem Büchermarkte erschienen sind, das beste Bild. Unter den von uns in der Einleitung genannten Werken ist Supans „Grundzüge der physischen Erdkunde" für das Studium das geeignetste.

Literatur:

Alex. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. — Leipzig, 5. Auflage 1911.
Siegm. Günther, Handbuch der Geophysik. — Stuttgart, 2. Aufl., 1897—99.
E. de Martonne, Traité de Géographie physique. — Paris, 1913.
M. P. Rudzki, Physik der Erde. — Leipzig, 1911.
Gerland, Beiträge zur Geophysik. — Stuttgart.

Allgemeine physikalische Eigenschaften des Erdkörpers.

Schwere der Erde.

Die Schwere der Erde wird gewissermaßen durch die direkte Wägung bestimmt. Sie ist gleich der Anziehung. Die Größe dieser ergibt sich aus dem Newtonschen Gravitationsgesetze, nach dem die Anziehung zweier Körper im geraden Verhältnisse zu ihren Massen und im umgekehrten Verhältnisse der Quadrate ihrer Entfernungen von dem beiderseitigen Schwerpunkte steht. Vermögen wir also die Anziehung der Erde und eines anderen Körpers, dessen Masse gegeben ist, auf einen dritten Körper zu bestimmen, und wissen wir die Entfernungen der Schwerpunkte der Erde und des anderen Körpers von dem dritten, so können wir mit Hilfe dieser Werte die Masse der Erde berechnen. Da nun die Masse eines Körpers gleich dem Verhältnisse seines Gewichtes zu dem Gewichte der Masseneinheit ist, so gestattet die Kenntnis der Masse auch die Ermittelung der Schwere. Aus der Masse ergibt sich weiter die Dichte, denn diese ist gleich dem Verhältnisse der Masse zu ihrem Rauminhalt. Die Dichte endlich bezogen auf das Wasser, also das spezifische Gewicht eines Körpers ist gleich dem Verhältnisse des Gewichtes zu dem des gleichen Volumens Wasser, für die Erde also gleich dem Verhältnisse ihrer Anziehung auf einen Körper zu derjenigen, die das Wasser oder ein anderer Körper von bekannter Dichte ausübt.

Auf Grund solcher Erwägungen ist die Dichte der Erde wiederholt bestimmt worden. So erfährt ein Lot durch die Anziehung eines benachbarten Berges eine seitliche Ablenkung. Kennt man die Masse des Berges, so

vermögen wir aus dem Betrage der Ablenkung die Anziehung und damit die Schwere der Erde abzuleiten. Eine ähnliche Rechnung gestatten Pendelbeobachtungen auf hohen Bergen, im Meeresniveau und in tiefen Schächten, wo die Anziehung der Erde durch die überlagernden Schichten in einem ihrer Dichte entsprechenden Verhältnis vermindert wird. Weiter ist die sogenannte Drehwage, bei der eine horizontal schwingende Wage durch einen seitlich genäherten Körper aus ihrer Ruhelage gebracht wird, in die sie die Anziehungskraft der Erde zurückzuführen sucht, ein Hilfsmittel zur Bestimmung jenes Verhältnisses. In neuerer Zeit sind Schwerebestimmungen der Erde namentlich nach der von Jolly ausgedachten und von anderen verbesserten Methode der Wägung ausgeführt worden. Es wird dabei die Gewichtszunahme eines Körpers bei Annäherung an die Erde und zugleich diejenige bei Annäherung eines anderen Körpers von bekannter Schwere gemessen. Aus dem Verhältnisse der Gewichtszunahme ergibt sich die Größe der Anziehung der Erde zu der des untergeschobenen Körpers. Die neueste Messung wurde 1896 von F. Richarz und O. Krigar-Menzel in den Kasematten der Spandauer Festung ausgeführt. Als anziehende Masse wurde ein Bleiwürfel von 100 000 kg benutzt. Um die Anziehung dieses Bleiklotzes möglichst meßbar zu machen, wurde sie bei der Messung doppelt zur Wirkung gebracht. Stellt in der nebenstehenden Figur (40) *Bl* die Bleimasse und *W* die Wage dar, so wurden an diese zwei volle und zwei hohle Kugeln angehängt, und zwar je eine über und je eine unter dem Bleiklotz. Sind A und A_1 die vollen Kugeln, B und B_1 die leeren, so wirkte die Bleimasse bei A nach unten, bei A_1 nach oben, beide Wirkungen summierten sich also zu einem verstärkten Ausschlag der Wage nach B. Wechselte man die Kugeln, so ergab sich ein entsprechender Ausschlag nach A.

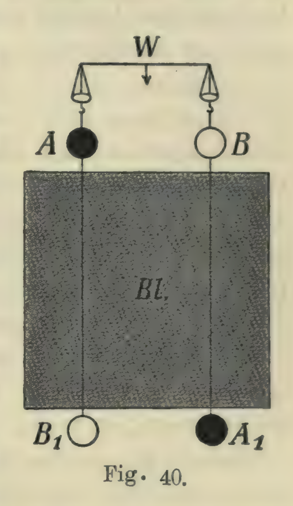


Fig. 40.

Im Mittel ist die Dichte der Erde nach allen diesen Verfahren zu 5,5 gefunden worden. Danach ist die Schwere gleich 6 Quadrill. kg.

Das Erdinnere.

Aus der mittleren Dichte der gesamten Erde ergibt sich die Tatsache, daß die Dichte im Erdinnern sehr groß sein muß, größer ver-

mutlich als die des Eisens; denn die Gesteinsmassen der Erdrinde haben nur eine mittlere Dichte von rund 2,5. Den schweren Erdkern hat Sueß die Barysphäre genannt.

In welchem Zustande sich diese schweren Massen befinden, dafür haben wir keine festen Anhaltspunkte. Die vulkanischen Erscheinungen deuten das Vorhandensein großer feurig-flüssiger Massen in den tieferen Schichten an. Aber es bleibt gleichwohl fraglich, in welchen Tiefen diese Massen liegen und ob sie kleinere Hohlräume ausfüllen, ob sie eine allgemeine Schicht im Innern der Erde darstellen oder ob sie den eigentlichen Kern unseres Planeten bilden. Endlich gibt uns das Hervortreten feurigflüssiger Massen auch darüber keinen Aufschluß, ob wir es mit dem Ausbruch dauernd in dem Zustande der Glutflüssigkeit befindlicher Massen zu tun haben, oder ob sich diese nur vorübergehend bilden.

Eine große Hitze im Erdinnern hat man vielfach annehmen zu müssen geglaubt, weil die Beobachtungen in tiefen Schächten und Bohrlöchern eine Zunahme der Wärme mit der Tiefe ergeben haben. Allein die Schlüsse aus den Beobachtungen in Bohrlöchern erscheinen in Anbetracht der relativ geringen Tiefe dieser doch sehr gewagt. Das tiefste Bohrloch der Erde bei Czuchow in Oberschlesien ist nur 2240 m tief, d. i. nur etwa $^1/_{3000}$ des Erdradius.

Die Temperaturmessungen in Schächten wie in Bohrlöchern haben allerdings eine konstante Wärmezunahme ergeben. Die geothermische Tiefenstufe, d. i. die Schicht, innerhalb der sich die Temperatur um 1° ändert, erreicht im Mittel 33 m. Sie wechselt sehr je nach der Beschaffenheit des Gesteines, in das Schacht oder Bohrloch eingetrieben sind, sowie auch infolge benachbarter vulkanischer Herde oder größerer Wassermassen.

Die Flächen gleicher Temperatur bezeichnet man als Geoisothermen. Diese schmiegen sich in den oberen Schichten den Formen der Erdoberfläche an, steigen also unter den Erhebungen des Landes auf. In den Bergen sind aber die geothermischen Tiefenstufen größer als unter dem ebenen Lande; infolgedessen schwächen sich die Erhebungen in den Geoisothermen nach unten immer mehr ab und es ist anzunehmen, daß sie in größerer Tiefe gleichmäßig verlaufen.

Die konstante Eigenwärme der Erde beginnt etwa in einer Tiefe von 6—16 m. Soweit dringt noch die Sonnenwärme in den Boden ein. In den Tropen beginnt die Schicht konstanter Wärme schon in einer Tiefe von etwa 6 m, in den mittleren Breiten in einer solchen von 10—15 m. Die Tiefe des Eindringens der Sonnenwärme ist abhängig

von der Jahresamplitude der Lufttemperatur. In Klimaten mit starker Wärmeschwankung liegt die Grenze im allgemeinen tiefer als in solchen mit gleichmäßigerem Wärmegange. Das Eindringen der Wärme in den Boden geht sehr langsam vor sich, in größerer Tiefe mit einer Verspätung von einem halben Jahre, so daß das Maximum in die kalte Jahreszeit fällt.

Die geothermische Tiefenstufe ändert sich vermutlich ihrem Betrage nach in größeren Tiefen; denn es nimmt auch gleichzeitig der Druck zu, der andere physikalische Verhältnisse schafft. Bei einer Wärmesteigerung von 1^0 auf 33 m würden wir in einer Tiefe von 80 km bereits 2000^0 und 22000 Atmosphären Druck haben. Wie sich die Gesteinsmassen unter einem solchen Drucke verhalten, ist uns völlig unbekannt.

Auf den Zustand der Massen im Erdinnern können wir daher aus den uns tatsächlich bekannten Verhältnissen an der Erdoberfläche und in der äußersten Schicht keine sicheren Schlüsse ziehen, sondern darüber nur Hypothesen aufstellen. Gegenwärtig stehen sich vorwiegend zwei Anschauungen gegenüber; nach der einen ist das Erdinnere glühendflüssig, nach der anderen starr zu denken. Diese beiden Hypothesen, die Fluiditäts- und die Rigiditäts-Hypothese, hat man vermitteln wollen durch die Annahme einer zähflüssigen Schicht zwischen dem starren Kern und der ebenfalls starren Kruste, eine Theorie, die aber aus physikalischen Gründen nicht allgemeine Anerkennung gefunden hat. In neuerer Zeit hat Günther einer weiteren Hypothese größere Geltung verschafft. Nach dieser ist der Kern der Erde in gasförmigem Zustande, da die Temperatur in größeren Tiefen bereits den kritischen Punkt überschritten haben muß, bei dem alle Mineralien nur in Gasform vorhanden sein können. Nach Günther gehen die Massen vom Innern aus allmählich in den flüssigen und starren Zustand über, so daß in der Erde bis zur äußeren Kruste alle Aggregatzustände vorhanden sind.

Auf Grund der Art des Fortschreitens der Erdbebenwellen innerhalb der Erde kommt auch Arrhenius zu der Anschauung, daß das Innere der Erde nicht fest sein könne, sondern aus Flüssigkeiten und Gasen mit hoher Temperatur und unter starkem Druck bestehen müsse. Andererseits hat Wiechert gerade auf Grund der Erdbebenbeobachtungen und unter Berücksichtigung astronomischer Tatsachen die Theorie aufgestellt, daß das Innere der Erde eine feste Metallmasse sei, die von einem mächtigen, nur wenig dichten Gesteinsmantel umhüllt ist.

Die feste Erdkruste oder Lithosphäre besteht aus sehr verschieden-

artigen Gesteinen, die auch eine ungleiche Dichte haben. Zugleich ragt sie hier in hohen Gebirgen oder mächtigen Hochländern auf, während sie dort weite Tiefländer oder auch unter den Meeren tiefe Einsenkungen bildet. Das läßt eine ungleiche Massenverteilung in der Lithosphäre erwarten. Messungen der Schwere haben auch tatsächlich derartige Störungen ergeben. Aber es zeigte sich, daß mit wenigen lokalen Ausnahmen die höheren Krustenteile geringere, die Senken größere Dichte besitzen, daß also durch Massendefekte unter den Gebirgen und Festländern und Massenverdichtung unter den Meeren das durch die Höhenlage gestörte Gleichgewicht wieder hergestellt wird, auf der ganzen Erde somit Isostasie herrscht.

Erdmagnetismus.

Deklination, Inklination und Intensität.

Die Erde besitzt magnetische Kraft; sie stellt einen großen Magneten dar, der auf alle magnetischen Körper einwirkt. Eine horizontal aufgehängte, also um die vertikale Achse drehbare Magnetnadel wird durch sie in eine bestimmte Richtung gestellt. Diese fällt annähernd mit der Nordsüdrichtung zusammen. Den Winkel, den sie mit dem Meridian bildet, bezeichnet man als Mißweisung oder Deklination. Da der Winkel im allgemeinen nicht groß ist, so müssen die magnetischen Pole den Rotationspolen der Erde sehr nahe liegen.

Folgt man der Weisung der Magnetnadel, so bewegt man sich auf Linien gleicher magnetischer Richtung, den magnetischen Meridianen, die uns schließlich zu den magnetischen Polen der Erde führen. Der magnetische Nordpol wurde 1831 von James Roß auf Boothia Felix unter 70° 5′ n. Br. und 96° 45′ w. L. v. Gr., der magnetische Südpol 1909 von der Shackleton-Expedition auf Viktorialand unter 72° 50′ s. Br. und 156° 30′ ö. L. v. Gr. gefunden.

Die Mißweisung der Magnetnadel ändert sich von Ort zu Ort. Auf weiten Gebieten, wie z. B. in Mitteleuropa, ist sie zur Zeit eine westliche oder positive, in anderen eine östliche oder negative. Verbindet man die Orte gleicher Deklination miteinander, so erhält man Linien, die als Isogonen bezeichnet werden. Diese gehen sämtlich durch die magnetischen wie durch die Rotations-Pole der Erde.

Die Deklination ist weiter an dem nämlichen Orte täglichen, jährlichen und säkularen Schwankungen oder Variationen unterworfen.

Die säkulare Änderung zeigt gegenwärtig in Deutschland eine Abnahme der westlichen Deklination.

Hängt man die Magnetnadel so auf, daß sie um eine horizontale Achse drehbar ist, so schwebt sie nicht wagerecht, sondern geneigt. Die Neigung oder Inklination ist örtlich verschieden. Sie nimmt nach den magnetischen Polen hin zu und erreicht dort ihren höchsten Betrag, indem sie sich senkrecht stellt. Die Linien gleicher Inklination, die Isoklinen, umziehen die Pole. Auf der Nordhemisphäre ist die Neigung nach Norden gerichtet, auf der Südhemisphäre nach Süden. Beide Gebiete werden durch eine neutrale Zone oder Linie getrennt, auf der die Nadel horizontal schwebt. Dort befindet sich der magnetische Äquator, der mit dem Rotationsäquator nicht zusammenfällt, sondern bald nördlich, bald südlich davon liegt.

Auch die Inklination zeigt örtlich tägliche, jährliche und säkulare Änderungen.

Die magnetische Kraft der Erde besitzt in den verschiedenen Gebieten nicht die gleiche Stärke oder Intensität. Sie kommt zum Ausdruck in der Art, wie die aus ihrer Ruhelage gestörte schwingende Nadel wieder in diese zurückkehrt. Je stärker die magnetische Kraft ist, um so schneller stellt die Nadel sich wieder ein. Gauß hat gelehrt, die Intensität des Erdmagnetismus zu messen.

Die Intensität nimmt mit der Breite zu. Die Linien gleicher Intensität, die Isodynamen, verlaufen also in vorwiegend westöstlicher Richtung, sie umziehen auf der Nordhemisphäre zwei Pole, von denen der eine in Sibirien, der andere im nördlichen Amerika liegt. Soweit unsere Kenntnisse reichen, dürfen wir auch für die Südhemisphäre das Vorhandensein zweier Intensitätspole vermuten. Die Linie schwächster Kraft bezeichnet man als den dynamischen Äquator. Dieser fällt mit dem Äquator der Inklination nicht zusammen.

Um die Verteilung der erdmagnetischen Kraft nach der geographischen Breite zu ermitteln, haben Bauer und von Bezold die mittleren Werte für die einzelnen Breiten berechnet. Es stellte sich dabei heraus, daß im Mittel die Intensität für die gleichen Breiten auf beiden Hemisphären die nämliche ist und sich deutlich als eine Funktion der Breite ergibt.

Literatur:

von Lamont, Handbuch des Erdmagnetismus. — Leipzig, 1849.

Airy-Tietjen, Über den Magnetismus. — Berlin, 1874.

A. Nippoldt, Erdmagnetismus, Erdstrom und Polarlicht (Samml. Göschen, 175) — Leipzig, 1903.

Magnetische Störungen und Polarlichter.

Der Magnetismus ist nach den obigen Gesetzmäßigkeiten über die Erde verteilt. An einzelnen Orten zeigen sich aber Abweichungen von dem normalen Werte, lokale Störungen. Diese sind eine Folge des eigenen Magnetismus einzelner Gesteinsmassen. Einmal sind den Gesteinen Mengen von Magneteisen beigemischt, oder die Gesteine sind eruptiven Ursprungs, die bei dem Erstarren eigenmagnetisch geworden sind. Auch durch Faltungen oder Brüche der Erdrinde werden lokale magnetische Störungen hervorgerufen; der Gesteinsmagnetismus steht danach in einer gewissen Beziehung zur Geotektonik.

Weiter zeigt dann die Magnetnadel neben den regelmäßigen Änderungen auch Bewegungen, die unerwartet auftreten und über die normalen Schwankungen noch hinausgehen. Die Nadel wird in solchen Fällen in Unruhe versetzt. Man bezeichnet diese magnetischen Störungen als magnetische Stürme oder Ungewitter. Sie sind meist über weite Gebiete verbreitet, doch ist die Richtung und der Charakter gleichzeitiger Störungen zuweilen sehr verschieden, namentlich besteht ein derartiger Unterschied zwischen den arktischen und den gemäßigten Gebieten der Erde.

Gleichzeitige Beobachtungen an den Telegraphenleitungen haben gelehrt, daß während der magnetischen Ungewitter sich stets auch elektrische Strömungen in der Erde einstellen, die nach Airy die Störungen des Magnetismus wohl zu erklären vermögen.

Noch auffallender und auch weit früher beobachtet ist das Auftreten von Nordlichtern zur Zeit der magnetischen Störungen. In den gemäßigten Zonen kann man von dem Vorhandensein der einen Erscheinung auf das der anderen schließen. Nur in den polaren Gebieten ist dieser Parallelismus nicht immer wahrgenommen worden. Doch bestehen auch hier gewisse Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen.

Eine andere Beziehung der magnetischen Störungen wurde in den 60er Jahren des 19. Jahrhunderts entdeckt. Von mehreren Forschern wurde gleichzeitig festgestellt, daß die magnetischen Variationen eine 10—11jährige Periode haben. Diese Periode zeigte sich sowohl in der Größe der täglichen Variation wie in der Häufigkeit der Störungen. Zuvor hatte Heinrich Schwabe nachgewiesen, daß auch die Sonnenflecken in ihrer Häufigkeit eine etwa 10—11jährige Periode besitzen, die dann von Rudolf Wolf auf Grund eines umfangreichen Materials genauer zu 11,3 Jahren bestimmt wurde. Sabine erkannte aber, daß beide Perioden zeit-

lich zusammenfallen. Nach den Beobachtungen in München sind die Variationen in den Jahren der Sonnenfleckenmaxima zwei- bis dreimal so groß als in den Jahren der Sonnenfleckenminima. Die tägliche Schwankung schließt sich, wie Hann hervorhebt, der Fleckenhäufigkeit auf der Sonne so genau an, daß man aus der Zahl der Sonnenflecken eines Jahres die mittlere Größe der täglichen Schwankung der Magnetnadel berechnen kann. Die gleiche Periode fand man nun weiter auch in dem Auftreten der Polarlichter.

Diese Gleichheit der Perioden, die aus dem beigefügten Diagramme (Fig. 41) leicht ersichtlich ist, gilt aber nicht für alle Gebiete der Erde; in Grönland sind gerade zur Zeit der Sonnenfleckenminima die Nord-



Fig. 41.

lichter am häufigsten wahrgenommen worden. Die Abweichung deutet darauf, daß die Zunahme der Nordlichter in der gemäßigten Zone zugleich eine Verminderung in der arktischen Region bedingt, so daß also nur eine Verschiebung des Herdes der magnetischen Kraftäußerung, nicht eine allgemeine Vermehrung dieser stattgefunden hat.

Aus den erwähnten Tatsachen geht klar hervor, daß zwischen der Sonne und der magnetischen Kraft der Erde enge Beziehungen bestehen. Diese sind weiter bestätigt worden durch die Wahrnehmung, daß die Variationen des Erdmagnetismus eine der Sonnenrotation gleiche Periode von rund 26 Tagen zeigen. Man kann aus dem Gange der Magnetnadel und der Häufigkeit der Nordlichter, für die Liznar ebenfalls eine 26tägige Periode feststellte, geradezu die Rotationsdauer der Sonne ableiten. Die Erklärung für diesen Zusammenhang hat man noch nicht zu geben vermocht.

Der Einfluß der Sonne auf den Erdmagnetismus ist auch dadurch erwiesen, daß Inklination und Intensität in der Sonnennähe größer sind als in der Sonnenferne.

Neben der Sonne bewirkt weiter der Mond eine periodische Änderung in der Deklination, Inklination und Intensität.

Die Polarlichter erscheinen in sehr verschiedenartigen Formen, vom einfachen Lichtbogen bis zu den prächtigsten Strahlen-Draperien. Die Form steht in Beziehung zu der geographischen Lage, indem z. B. das Licht in den höchsten Breiten an Glanz und Farbenpracht sehr verliert.

Die geographische Verbreitung der Nordlichter haben Loomis und Fritz durch die Konstruktion der Linien gleicher Polarlichthäufigkeit, sogenannter Isochasmen, veranschaulicht. Die Häufigkeit nimmt keineswegs nach dem magnetischen Pole oder nach dem Rotationspole der Erde stetig zu, sondern erreicht bereits in einem größeren Abstande davon ihr Maximum. Die intensiveren Polarlichterscheinungen werden fast bis zum Äquator hin gesehen und treten meist gleichzeitig auf beiden Hemisphären auf. Nahe der Maximalzone sind die Lichter so häufig, daß sie fast nie ganz fehlen.

Nach Nordenskiöld ist der einfache Lichtbogen die gewöhnliche Form; er rührt von einem einfachen oder doppelten Ringe her, der sich dauernd um den magnetischen Pol erhält. Den Lichtglanz bezeichnet er als die Nordlichtglorie. Je nach der Lage zu diesem Ringe kommt das Polarlicht in den Ländern verschieden zur Erscheinung.

Die Polarlichter treten mit einer deutlichen täglichen und jährlichen Periode auf. Sie sind am häufigsten vor Mitternacht und zur Zeit der Äquinoktien zu beobachten, wo sie auch die größte Intensität zeigen.

Die Erscheinung des Polarlichtes führt man jetzt wie die der magnetischen Störungen mit Vorliebe auf elektrische Strömungen zurück, die in der Atmosphäre und in der Erde kreisen und in der Nähe der Pole sich entladen. Das Licht selbst ist nach der neueren Ansicht Paulsens eine Fluoreszenz-Erscheinung, hervorgebracht durch den Ausgleich der elektrischen Ströme. Diese Anschauung hat durch die spektroskopische Untersuchung sehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen, da auch sie auf eine elektrische Lichterscheinung deutet.

Literatur:

H. Fritz, Das Polarlicht. — Leipzig, 1881.

W. Boller, Das Südlicht (Gerland, Beiträge zur Geophysik, Bd. III, 1896.)

A. Nippoldt, a. a. O.

Das Land.

Die Erforschung der Erscheinungen des Landes, also der Gesteinshülle, hat in den letzten Jahrzehnten wohl den größten Fortschritt unter allen Disziplinen, mit denen die Erdkunde sich berührt, erfahren. An ihrem Ausbau sind neben den Geographen vor allem die Geologen beteiligt.

Die Aufgabe der geographischen Forschung ist es hier im besonderen, die Formen der Erdoberfläche nach ihrer Entstehung und ihrem Vorkommen zu untersuchen und zu einzelnen Formengruppen zusammenzufassen. Man bezeichnet dieses Wissensgebiet auch als Morphologie der Erdoberfläche.

Die Berücksichtigung der Entstehung der Formen setzt die Kenntnis der gestaltenden Kräfte voraus, über die uns die Geologie die erforderliche Belehrung gibt. Auch aus dem Bereiche der Gesteinskunde und der historischen Geologie bilden einige allgemeine Begriffe und Tatsachen wichtige Grundlagen für das rechte Verständnis der Geländeformen.

Alle Lehrbücher der Geologie bilden daher für dieses Gebiet der Erdkunde wertvolle Hilfsmittel. Grundlegende Werke sind R. v. Richthofens „Führer für Forschungsreisende“ und A. Pencks „Morphologie der Erdoberfläche“. Von dem innern Bau der Erdoberfläche liefert uns auch Eduard Sueß in seinem Werk „Das Antlitz der Erde“ ein klares Bild.

Literatur:

Eduard Sueß, Das Antlitz der Erde. — Leipzig-Wien. I. Bd. 1883, II. Bd. 1886—88.
Ferd. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. — Berlin, 1886.
Albrecht Penck, Morphologie der Erdoberfläche. — Stuttgart, 1894.
Ferd. Löwl, Geologie. (Klar, Die Erdkunde. XI) — Leipzig u. Wien, 1906.
Neumayr-Uhlig, Erdgeschichte. — Leipzig, 2. Aufl., 1895.
Hermann Credner, Elemente der Geologie. — Leipzig, 11. Aufl. 1912.
E. Kayser, Lehrbuch der Geologie. — Stuttgart, I. Bd., 4. Aufl. 1912, II. Bd., 5. Aufl. 1913.
— Abriß der allgemeinen und stratigraphischen Geologie. — Stuttgart, 1915.
Franz Toula, Lehrbuch der Geologie. — Wien, 2. Aufl., 1906.
Paul Wagner, Lehrbuch der Geologie und Mineralogie für höhere Schulen. — Leipzig u. Berlin, 4. u. 5. Aufl., 1913.
— Grundfragen der allgemeinen Geologie. (Wissensch. u. Bild., 91) — Leipzig, 1912.
E. Fraas, Geologie. (Samml. Göschen, 13) — Stuttgart, 3. Aufl. 1912.

Erdgeschichte.

Entstehung der Erde.

Nach der Laplaceschen Theorie ist die Erde ein Glied des Sonnensystems und gleichzeitig mit diesem entstanden. Sie löste sich, wie es der bekannte Plateau'sche Versuch veranschaulicht, bei zunehmender Rotation von dem zentralen Körper als selbständige rotierende Gaskugel ab, aus der sich dann unter weiterer Abkühlung ein glühendflüssiger Körper und schließlich die starre Erdkugel bildete. Diese Theorie wird durch verschiedene Eigenschaften der Erde gestützt. Namentlich machen sie die nach dem Innern zunehmende Schwere und Wärme sehr wahrscheinlich. Auch die Abplattung an den Polen gilt als ein Beweis dafür; jedoch ist dieser nicht zwingend, weil auch eine Stahlkugel bei genügend schneller Rotation sich abplatten würde. Aber es fehlt doch auch nicht an Erscheinungen, welche gegen die Theorie sprechen. So hat Hopkins nachgewiesen, daß die heutige Präzession und Nutation der Erde nicht mit der Annahme eines ursprünglich zähflüssigen Zustandes der Erde vereinbar ist. Weiter ist nach der mechanischen Wärmetheorie hohe Temperatur schwerlich eine Eigenschaft der Urmaterie gewesen. Darum haben Thomson und Croll eine besondere Erklärung für die große Hitze des Urnebels zu geben versucht, indem sie diese durch Zusammenstoß einzelner Teile der dunklen und kalten Urmaterie entstehen lassen. Andere, unter ihnen namentlich Nordenskiöld, denken sich ebenfalls den Urnebel in einem gleichsam latenten Zustande, aus dem durch Verdichtung der Moleküle Wärme und Bewegung sich bildete und durch Zusammenstoß ein Zentralkörper und viele Nebenkörper entstanden.

Der Nebulartheorie von Kant und Laplace gegenüber stehen die Konglomerattheorien von G. Darwin und N. Lockyer sowie die Planetesimaltheorie von C. Chamberlin. Die Erde ist nach diesen aus einem kleinen Weltkörperchen bis zu der jetzigen Größe allmählich herangewachsen und würde unter der fortwährenden Zufuhr von kosmischem Staube und Meteoren noch immer an Masse zunehmen. Nach Laplace ist umgekehrt die Erde aus einem größeren Körper beständig zusammengeschrumpft und schrumpft noch unter steter Wärmeabgabe an den Weltraum.

Man hat auf Grund solcher Theorien auch das Alter der Erde zu berechnen versucht. Die sorgfältigste Bestimmung verdanken wir

Thomson. Aus gewissen Annahmen für die Gesteinstemperatur zu Beginn der Erstarrung der Erde, für das Wärmeleitungsvermögen der Gesteine und für die gegenwärtige Wärmezunahme nach dem Innern der Erde ermittelte er, daß seit dem Starrwerden unseres Planeten nicht weniger als 20 und nicht mehr als 400 Mill. Jahre verflossen sein können. Dieses Alter ist aber vermutlich zu gering, da bei der Rechnung nicht die infolge der steten Zusammenziehung der Erde freiwerdende Wärme berücksichtigt ist. Das Resultat ist nach Neumayr ferner auch aus dem Grunde noch ungenau, weil der in die Rechnung eingeführte Wert der geothermischen Tiefenstufe nicht aus Beobachtungen der ursprünglichen Erstarrungskruste, sondern aus solchen der erst später darüber abgelagerten Gesteinsmassen abgeleitet ist. Die Wärme dieser Gesteine ist aber keineswegs das Ergebnis der Abkühlung der einst schmelzflüssigen Erdmasse, wie in der Berechnung Thomson's vorausgesetzt wird. Andere Berechnungen stützen sich auf die Größe der Abplattung, auf die Wärmeausstrahlung der Erde, auf radioaktive Vorgänge und auf den Natriumgehalt des Meeres. Die Ergebnisse der verschiedenen Berechnungen weichen erheblich voneinander ab, liegen jedoch im allgemeinen innerhalb der von Thomson gefundenen Grenzen.

Zusammensetzung der Erdrinde.

Petrographie.

Die Gesteine oder Felsarten, welche die Erdrinde zusammensetzen, sind nach ihrem Ursprung entweder Eruptivgesteine oder Sedimentärgesteine. Die Eruptiv- oder Ausbruchsgesteine sind jüngere vulkanische oder Ergußgesteine oder ältere plutonische oder Tiefengesteine. Nach der petrographischen Beschaffenheit unterscheidet man einfache, gemengte und Trümmer-Gesteine.

Zu den einfachen oder gleichartigen Gesteinen, die nur aus einem Minerale bestehen, gehören Eis, Quarz, Kieselschiefer, Eisenerz, Kalkspat, Kalkstein, Dolomit, Steinsalz, Anhydrit, Gips und Kohle.

Die aus mehreren Mineralen zusammengesetzten ungleichartigen oder gemengten Gesteine treten sowohl als eruptive oder massige Gesteine wie als sedimentäre oder geschichtete Gesteine auf. Sie sind durchweg kristallinisch. Unter den kristallinischen Massengesteinen unterscheiden wir ältere granitische (Granit, Syenit, Diorit, Diabas und Gabbro) oder porphyrische Felsarten (Quarzporphyr, Porphyrit, Melaphyr) und jüngere trachytische (Quarztrachyt, Trachyt, Phonolith, Andesit) oder ba-

saltische Gesteine (Basalt, Basaltlava), sowie jüngste Ausbruchsgesteine. Sie sind die Erstarrungsprodukte aus der Tiefe hervorgedrungener Schmelzmassen, verschieden infolge ihres ungleichen Alters, durch die chemische Zusammensetzung und die Art ihrer Erstarrung.

Zu den geschichteten oder kristallinischen Schiefergesteinen zählen: Gneis, Granulit, Amphibolschiefer, Glimmerschiefer, Phyllit oder Urtonschiefer. Sie haben mit den kristallinischen Massengesteinen viel Ähnlichkeit, namentlich in ihrer mineralischen Zusammensetzung (Gneis und Granit), gleichwohl sind sie durch deutliche Schichtung gekennzeichnet und führen auch Gerölle, so daß sie unbedingt den Sedimentärgesteinen zugerechnet werden müssen. Man betrachtet darum diese Schiefer als umgewandelte Sedimentärgesteine. Die Umwandlung oder Metamorphose erfolgte unter sehr hohem Druck und großer Wärmeentwicklung. Man nennt den Vorgang Regionalmetamorphismus.

Unter den Bestandteilen der gemengten Gesteine gibt es solche, welche die Art des Gesteines allein charakterisieren, wesentliche, und solche, die nur gelegentlich sich in ihnen finden, accessorische. Die letzteren treten zuweilen in solcher Menge auf, daß sie dem betreffenden Gesteine einen völlig anderen Charakter verleihen, eine Gesteinsvarietät bilden.

Die Trümmergesteine, auch klastische Gesteine genannt, bestehen meist aus Trümmern anderer Gesteine, sie sind bald lose, bald fest verkittete, vielfach auch sandige oder tonige Massen. Das Material, aus dem sie sich zusammensetzen, ist entweder vulkanisch: Tuffe und vulkanischer Schutt, oder neptunisch, aus anderen Gesteinen hervorgegangen: Breccien (aus eckigen Bruchstücken bestehend), Konglomerate, Sandsteine, Sande, Kiese, Gerölle, Geschiebe, Tongesteine (Tonschiefer, Schieferton, Ton), Letten, Lehm, Löß.

Eine ganze Reihe von Gesteinen der Erde ist auch durch die Tätigkeit des organischen Lebens erzeugt. Pflanzen lagern sich in solchen Massen ab, daß sie mächtige Schichten bilden, aus denen Torf und schließlich Kohle entstanden Unter den Tieren bauen namentlich die vielen kleinen Meeresbewohner Schichten von großer Mächtigkeit auf, die Foraminiferen und Radiolarien, ferner die Spongien und vor allem die Korallentiere. Sie schaffen Kalksteine (Korallenkalk, Muschelkalk, Kreide). Vielfach wirken aber die Organismen auch nur mittelbar an der Bildung der Gesteine mit, indem sie z. B. den Niederschlag gelöster Stoffe im Wasser befördern oder überhaupt erst veranlassen. Man bezeichnet die durch die Pflanzen geschaffenen Gesteine als phytogene,

die durch die Tiere gebildeten als zoogene; ihnen stehen die anderen Gesteine als minerogene gegenüber.

Die Eruptivgesteine sind aus der Tiefe in einem flüssigen oder weichen Zustande hervorgequollen und haben sich dann als Ströme, als Kuppen oder als Decken (Fig. 42) über die anderen Gesteine ergossen. Zuweilen füllen sie als Gänge nur Spalten und Schichtfugen in der Erdrinde aus. Die Gangmasse dringt dann von den Gängen in Risse des Gesteins ein und bildet seitliche Injektionen oder Apophysen. Wo die Eruptivmasse in größerer Mächtigkeit das Gestein durchsetzt, spricht man von Stöcken, von denen sich ebenfalls Apophysen abzweigen. Oft sind auch die Ausbrüche garnicht bis zur Oberfläche gekommen, sondern im

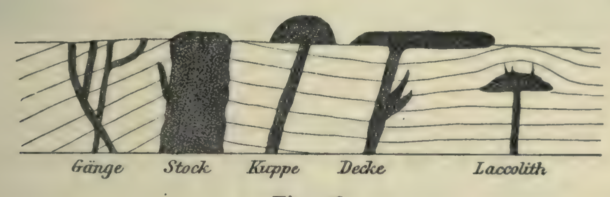


Fig. 42.

Gestein stecken geblieben. Solche allseitig vom Nebengestein umschlossene vulkanische Decken oder Stöcke bezeichnet man als Lakkolithe.

Daß die eruptiven Gesteine zur Zeit ihres Hervorquellens wirklich glutflüssig oder wenigstens weich waren, das beweisen verschiedene Tatsachen. Schon die Art der Lagerung ist ein Kennzeichen dafür. Am deutlichsten aber lehren es uns die Veränderungen, welche die Gesteine in der Berührung mit dem Glutstrome erfahren haben; sie sind gefrittet, verglast und oft in völlig andere Gesteine umgewandelt (Fruchtschiefer, Hornfels). Diese Einwirkung der Eruptivgesteine auf die sie umgebenden Massen bezeichnet man als Kontaktmetamorphismus.

Weiter ergibt sich ihr ursprünglich breiartiger Zustand auch daraus zu erkennen, daß die Ergußmassen Stücke der durchsetzten Gesteinsmassen eingeschlossen enthalten. Endlich stimmen die gegenwärtig aus den Vulkanen hervorbrechenden Massen in ihrer Beschaffenheit so vollständig mit älteren Eruptivgesteinen überein, daß man annehmen muß, daß diese in derselben Weise hervorgedrungen sind.

Die Sedimentärgesteine, die meist aus Wasser abgesetzt sind, sind geschichtet. Bei der normalen Lagerung oder Auflagerung liegen die jüngeren Schichten über den älteren, so daß das Liegende (Fig. 43) einer Schicht immer älter, das Hangende jünger als sie selbst ist.

Die normale Lagerung ist nur selten vorhanden, die Schichten zeigen häufig Störungen, sie sind disloziert. Auch ihre Mächtigkeit wechselt, zuweilen keilen sie aus oder bilden nur Linsen im Gesteine. Selten lagern sie ganz horizontal. Die Schichten sind schwebende bei ganz geringer Neigung, flache oder steile bei stärkerer Neigung und gehen vielfach auch in die saigere oder senkrechte Stellung über, es kommt sogar bis zur Überkippung. Die Richtung senkrecht zur Neigung oder zu dem Einfallen bezeichnet man als das Streichen (Fig. 44) der Schichten.



Fig. 43.

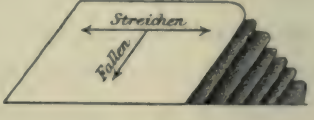


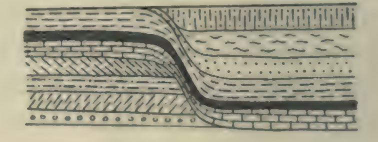
Fig. 44.

Mehrere Schichten, die zusammengehören, bilden eine Schichtenreihe oder ein Schichtsystem. Innerhalb eines solchen treten zuweilen Lager eines fremdartigen Gesteins auf, man bezeichnet sie als Flötze (Kohlenflötze).

Die Störungen der Schichten in ihrer Lagerung bestehen weiter in Verwerfungen, Biegungen und Faltungen.

Wo die Schichten von Brüchen oder Spalten durchsetzt werden, sind die Teile der Schichten, die Schollen oder Flügel, in ihrer Lage zu ein-


Fig. 45.


Fig. 46.

ander verschoben oder verworfen (Fig. 45). Ragt bei einer Verwerfung die eine Scholle über die andere hinaus, so nennt man das eine Überschiebung. Der senkrechte Abstand der Schollen voneinander heißt die Sprunghöhe der Verwerfung. Verwerfungen oder Dislokationen setzen nicht immer plötzlich ab, sondern sie zeigen zuweilen auch zu beiden Seiten des Bruches Beugungen oder Flexuren (Fig. 46). An den Verwerfungsflächen treten Scheuerungs- oder Glättungserscheinungen auf, die als Harnische oder Spiegel bezeichnet werden.

Die Falten (Fig. 47) bestehen aus einem Sattel oder Gewölbe, Antiklinale, und einer Mulde, Synklinale genannt. Der Sattel und Mulde

verbindende Teil heißt Mittelschenkel. Fällt der Sattel nach beiden Seiten ziemlich gleichmäßig ein, so ist die Falte eine stehende oder symmetrische; ist er seitlich geneigt, stehen die Schichten saiger oder kippen sie über, bezeichnet man die Falte als schiefe, geneigte und auch als liegende. Treten mehrere Falten mit gleichmäßigem Schichtenfall nebeneinander auf, spricht man von Isoklinalfalten. Sind bei einer Falte die Flügel gleichsam zusammengepreßt, so daß die Schichten sich nach dem Sattel hin erweitern, und ist gleichzeitig der Sattel selbst bereits



Fig. 47.

abgetragen, so daß er also nur noch als sogenannter Luftsattel vorhanden ist, so zeigt die Falte im Querschnitte die Form eines Fächers, weshalb ihr auch der Name Fächerfalte gegeben wird.

Auch die gefalteten Schichten werden durch Dislokationen durchsetzt. Vielfach wird der Mittelschenkel zunächst nur gestreckt, gequetscht



Fig. 48.



Fig. 49.

oder ausgewalzt (Fig. 48). Dann aber zerreißt er und es kommt zur Verwerfung und Überschiebung (Fig. 49). Überschiebung von Isoklinalfalten führt zur Schuppenstruktur, bei der sich die Schichtenfolge mehrfach wiederholt. Bei sehr starkem seitlichen Druck schiebt sich sogar die ganze Falte oft weit über die Unterlage hinweg, es entsteht eine *Faltenüberschiebung* oder eine *Überfaltungsdecke*. Sie gleitet so weit, bis sie auf ein Hindernis stößt, sich staut oder aufbrandet. Später wird sie zum Teil abgetragen und es bleiben „wurzellose“ Stücke innerhalb anderer „autochthoner“ Gesteine liegen. Die Ursprungs- oder Wurzelregion dieser kann oft weit entfernt sein (Fig. 50).

Der Vorgang der Faltung der an sich festen Gesteine ist nach Heim durch die Annahme zu erklären, daß diese unter dem gewaltigen Drucke der überlagernden Massen plastisch werden oder sich unter Zertrümmerung und Bruch vollständig umformen.

In normaler Lage liegen die Schichten gleichmäßig oder konkordant (Fig. 43) übereinander; stoßen sie unter einem Winkel aufeinander, so ist die Lagerung diskordant (Fig. 51), durchsetzt die eine Schicht die andere vertikal, so spricht man von durchgreifender Lagerung. Wenn

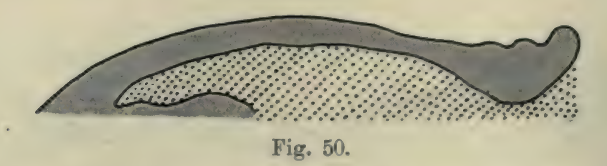


Fig. 50.

die einen Schichten über die anderen hinübergreifen, so nennt man das eine Transgression (Fig. 52); sie entsteht infolge Überflutung eines Teiles geneigter Schichten.

Mit der Schichtung der Gesteine ist die plattenförmige Absonderung, die wir in eruptiven Gesteinen finden, nicht zu verwechseln. Die Absonderung entsteht bei der Erstarrung der vulkanischen Ergußmassen oder auch durch den Gebirgsdruck. Das Gestein wird dabei von

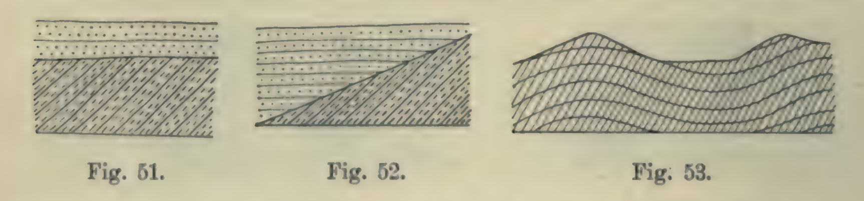


Fig. 51. Fig. 52. Fig. 53.

meist unmerklichen Rissen und Klüften durchsetzt, die erst bei dem Zerfall hervortreten und die Art desselben bedingen. Je nach dem Verlauf der Klüfte sondern sich plattenförmige, quaderförmige, wollsackartige, kugelige oder auch säulenförmige Stücke ab.

Auch die schiefrige Struktur vieler Gesteine ähnelt sehr der Schichtung, namentlich finden wir bei Sedimentärgesteinen neben der Schichtung zugleich eine Schieferung, die häufig zur ersteren geneigt ist; man bezeichnet sie als transversale oder falsche Schieferung (Fig. 53) (französisch Clivage). Sie entsteht durch den gewaltigen Druck, der bei der Gebirgsbildung auf das Gestein ausgeübt wird.

Aus der Art der Lagerung ergibt sich das relative Alter der Ge-

steine. Bei normaler Folge der Schichten ist das Liegende älter, das Hangende jünger als die Schicht. Weiter ist die übergreifende oder die durchgreifende Schicht stets die jüngere. Das Alter der Störung der Lagerung folgt aus dem Alter der ungestörten Schicht, die sie überdeckt, die Faltung oder Verwerfung ist älter als diese.

Literatur:
Ferd. Löwl, Die gebirgsbildenden Felsarten. — Stuttgart, 1893.
Ernst Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. — Freiburg i/B., 2. Aufl. I. Teil 1906, II. Teil 1907.

Die geologischen Zeitalter.

Historische Geologie.

In den sedimentären Gesteinen finden sich organische Reste als Versteinerungen oder Abdrücke von Tieren wie von Pflanzen. Diese Versteinerungen, Fossilien oder Petrefakten, sind in den einzelnen Gesteinsmassen sehr verschieden, sie treten aber vielfach nur in bestimmten Ablagerungen auf. Man bezeichnet sie dann als Leitfossilien, weil sie uns als Leitmerkmal für die Erkennung der betreffenden Schichten dienen.

Gesteinsschichten, welche die gleichen oder ähnlichen Formen organischer Reste aufweisen, also dieselben Leitfossilien haben, gehören einer Stufe oder Etage an. Mehrere Stufen faßt man zu einer Serie, die Serien zu Systemen oder Formationen, die Systeme endlich zu System- oder Formationsgruppen zusammen.

Die Schichten folgen in ungestörter Lagerung nach dem Alter aufeinander. Durch die zahlreichen Faltungen und Verwerfungen ist aber die normale Schichtenfolge tatsächlich sehr selten erhalten. In solchen Fällen vermögen wir das Alter der Ablagerungen nur aus den in das Gestein eingeschlossenen Fossilien zu erkennen; denn der petrographische Charakter des Gesteines ist kein Merkmal seines Alters. Zuweilen zeigen gleichaltrige Gesteinsschichten sogar eine sehr verschiedene Beschaffenheit. Das ist durch die Art ihrer Bildung bedingt. Die Schichten können sich auf dem Grund tiefer Meere, in der Flachsee an der Küste oder auf dem Festland gebildet haben. Sie haben je nachdem ein anderes Aussehen, eine andere Fazies. Es gibt infolgedessen in einer dem Alter nach gleichen Ablagerung oft eine marine oder Tiefsee-, eine litorale und eine terrestrische Fazies. Die Gleichaltrigkeit ergibt sich dann nur aus dem Auftreten bestimmter Leitfossile, die die verschiedenartigen Ablagerungen einheitlich durchziehen.

Überblicken wir die Leitfossilien der Formationen nach ihrer Altersfolge, so zeigt sich deutlich eine stete Entwicklung des organischen Lebens von einfachen zu immer vollkommeneren Formen. Diese Änderungen der Organismen sind nur ganz allmähliche gewesen, die Formen gehen vielfach von einer Formation in die andere über. Während man früher nach der Katastrophentheorie plötzliche Umwandlungen der Erde und ihrer Bewohner annahm, hat Lyell auf Grund der Erkenntnis der fortschreitenden Entwicklung die Aktualitätstheorie aufgestellt, nach welcher die Geschichte der Erde sich in gleichmäßigem Fortgange entwickelte und plötzliche Änderungen nur lokal aufgetreten sind.

Gleichwohl kann man in der Erdgeschichte größere Zeiträume erkennen, die durch eine eigene Pflanzen- und Tierwelt deutlich charakterisiert sind, man bezeichnet sie als geologische Zeitalter. Diese zerfallen wieder in die Perioden und Epochen. Eine Periode entspricht einem System, ein Zeitalter einer System- oder Formationsgruppe.

Die Altersfolge der Formationen haben wir schematisch in einem idealen Profile (Fig. 54) der Erdrinde zu veranschaulichen gesucht, in dem auch die Mächtigkeit der Ablagerungen annähernd in ihrem wirklichen Verhältnisse dargestellt ist.

Die geologische Geschichte der Erde beginnt mit der Ablagerung der ältesten uns bekannten Gesteine. Diese treten bereits als umgelagerte Massen auf. Die ursprüngliche Erstarrungskruste selbst ist nirgends mehr vorhanden.

Das erste Zeitalter.

Das erste oder archäische Zeitalter der Erde umfaßt die archäischen Formationen. Sie werden von gemengten Gesteinen, den kristallinischen Schiefern gebildet. Reste organischen Lebens sind in ihnen nicht gefunden worden. Trotzdem dürfen wir diese Formationen nicht als azoische bezeichnen, weil viele Tatsachen darauf hinweisen, daß bereits in jener Urzeit lebende Wesen vorhanden waren. Wir können das unter anderem daraus schließen, daß in dem folgenden Zeitalter bereits ziemlich entwickelte Tierformen erscheinen. Die in den Serpentin- und Kalkgemengen der archäischen Formationen Kanadas vermuteten Spuren eines Urtieres, des Eozoon, haben vor einer genaueren Untersuchung nicht standgehalten.

Die Gesteine des ersten Zeitalters sind überwiegend kristallinische Schiefer, namentlich Gneis, Glimmerschiefer, Granulit und Phyllit- oder

Urtonschiefer. Diese bilden das Grund- oder Urgebirge der Erde, ihre Schichten erreichen eine gewaltige Mächtigkeit, die man auf 30000 m schätzt.

P = Porphyr, *B* = Basalt, *V* = Vulkan.

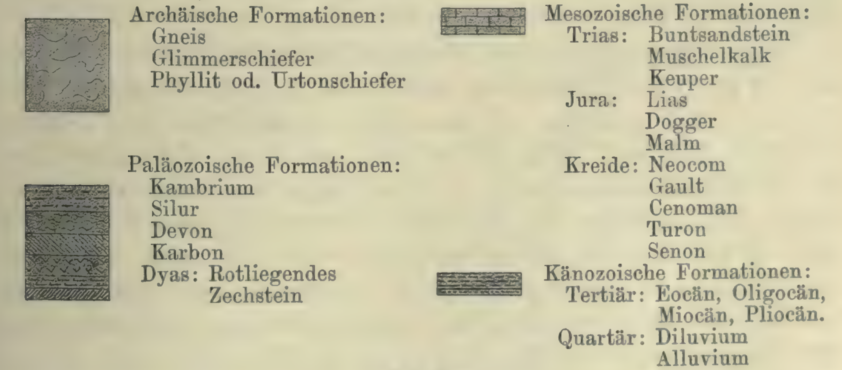


Fig. 54.

Daneben finden sich auch kristallinische Massengesteine: Granit, Syenit, Diabas, Diorit und Quarzporphyr.

Die archäischen Formationen sind über alle Länder der Erde ver-

breitet. Sie treten häufig in großer Ausdehnung auf, z. B. in Canada, in Brasilien, in Afrika. In Europa bilden sie vielfach den Kern der Gebirge, so finden wir sie in den Zentralalpen, in vielen Mittelgebirgen und in Skandinavien.

Das zweite Zeitalter.

Dem zweiten Zeitalter gehören die paläozoischen Formationen an. In ihnen zeigen sich bereits zahlreiche Versteinerungen von Tieren, die wir unter den jetzt lebenden nicht mehr finden. Auch Pflanzen sind in den Fossilien zum Teil schon in großer Fülle vertreten. Diese sind ebenfalls von den heutigen durchaus verschieden. Der petrographischen Beschaffenheit nach sind die paläozoischen Formationen ausgezeichnet durch das Hervortreten einfacher und klastischer Gesteine.

Das unterste System in den Ablagerungen dieses Zeitalters ist das Kambrium, vorwiegend aus Tonschiefern, Grauwacken und Sandsteinen gebildet. Die Fauna ist an Arten arm, aber außerordentlich individuenreich. Unter den Tieren stehen die krebsartigen Trilobiten im Vordergrunde. Spuren von Pflanzen sind bereits vorhanden. Die Lebewesen gehören durchweg dem Meere an.

In den folgenden Schichten, im Silur, ist das tierische Leben reich entfaltet. Neben den Trilobiten treten in größerer Menge Brachiopoden, Cephalopoden und namentlich Graptolithen auf. Außerdem stellen sich Spongien, Crinoiden und Korallen ein. In der Gestalt von Fischen erscheinen die ersten Vertreter der Wirbeltiere.

Das dritte System stellt das Devon dar. In ihm sterben die Graptolithen aus und treten die Trilobiten sehr zurück, aber Brachiopoden und Korallen sind noch reich vorhanden und Muscheln und Meeresschnecken nehmen zu, ebenso die Fische. Während wir es in den älteren Formationen fast nur mit Meeresablagerungen zu tun haben, zeigen sich jetzt deutlicher die Spuren von Festländern, die von einer reichen kryptogamen Flora besetzt sind. In den oberen Schichten begegnen wir den Vorläufern der später sehr formenreich auftretenden Gruppe der Ammoniten. Die Gesteine sind wie im Silur von denen des Kambriums wenig verschieden, nur sind Kalksteine und vor allem vulkanische Ergußgesteine häufig (Diabas und Porphyr).

Der Gegensatz von Festland und Meer ist in den Ablagerungen des nächsten Systems, der Steinkohlen- oder Karbon-Formation, noch schärfer ausgeprägt. Marine Ablagerungen bilden zunächst die unterste

Stufe, den Kohlenkalk, der reich an tierischen Resten ist. Ganz besonders entwickelt zeigen sich die Seelilien, die Muscheln und Schnecken. Während der Kohlenkalk eine Tiefsee-Fazies darstellt, ist die folgende Kulm-Formation als Küstenfazies anzusehen. Sie ist arm an Versteinerungen. Die dritte Stufe des Karbons ist die produktive Steinkohlen-Formation, die wegen ihrer Einlagerung von abbauwürdiger Kohle besondere Wichtigkeit hat. Die Kohlenflötze finden sich in Wechsellagerung mit Sandsteinen und Schiefertonen, meist in muldenförmigen Ablagerungen als Kohlenbecken. Die Kohle entwickelte sich bei einem gleichmäßig warmen und feuchten Klima aus einer außerordentlich üppigen Flora in den sumpfigen Niederungen des damaligen Festlandes, war also eine durchaus terrestrische Bildung. Die Flora war an Arten sehr arm, die einzelnen Arten traten aber in einer erstaunlichen Massenhaftigkeit auf. Es waren noch vorwiegend kryptogame Pflanzen: Schachtelhalme (Calamites), Baumfarne, Sigillarien und Lepidodendren. Reste von Tieren sind im allgemeinen selten, unter ihnen finden sich aber die ersten Insekten und einige Amphibien. Das Karbon ist in der Geschichte der Erde noch dadurch von größerer Bedeutung, daß sich in ihm gewaltige Umgestaltungen in der Erdkruste vollzogen. Es entstanden vor allem ausgedehnte Faltengebirge. Faltungen der Erdkruste sind auch aus dem Devon und Silur bekannt, aber sie erreichten ihren Höhepunkt erst in der Karbonzeit. Mittel- und Westeuropa war damals erfüllt von hochaufgetürmten Gebirgen. Bei dem feuchtwarmen Klima, das zu jener Zeit herrschte, sind sie sofort wieder der Verwitterung und Abtragung verfallen. In den Niederungen wurden die Gerölle, Sande und Schlamme in großer Mächtigkeit abgelagert. Gleichzeitig mit der Faltung quollen auch Ergußmassen, namentlich Granite, aus der Tiefe empor, die vielfach als Lakkolithe in den Sedimentärdecken stecken blieben.

Das oberste System des paläozoischen Zeitalters ist die permische oder Dyas-Formation. Sie gliedert sich in das Rotliegende, das aus litoralen und terrestrischen Bildungen, aus Konglomeraten mit rotgefärbtem Bindemittel, aus roten Sandsteinen, aus Mergeln und Tonen besteht, und den Zechstein, zusammengesetzt aus marinen Ablagerungen. Dem Zechsteine gehören neben Kalksteinen Lager von Kupferschiefer und mächtige Salzstöcke an. Die Fauna und Flora ist arm, viele der paläozoischen Tiere verschwinden. Nur Fische und Amphibien sind zahlreicher vertreten. Zum ersten Male erscheinen echte Reptilien. In der Pflanzenwelt bemerken wir statt der Sigillarien und Lepidodendren bereits mehrere Koniferen.

In die Zeit der Ablagerungen des Rotliegenden fallen sehr mächtige vulkanische Ergüsse, namentlich von Porphyren und Melaphyren, die vielfach in ausgedehnten Decken den Boden überkleiden, und starke Eruptionen von Aschen, die durch das Wasser in vulkanische Tuffe umgebildet wurden.

Die paläozoischen Schichten sind über die Erde sehr weit verbreitet. Die älteren Formationen finden sich in Nordeuropa und besonders in Nordamerika in großer Ausdehnung. Die Karbon-Formation, namentlich die produktive Kohlenformation, ist in Deutschland in mehreren Becken vorhanden, so in Schlesien, in Sachsen, im Saargebiete und am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. Mächtige Kohlenlager besitzen England und Rußland, die größten der Erde Nordamerika und, wie es scheint, China.

Das dritte Zeitalter.

Das dritte oder mesozoische Zeitalter führt uns in der Entwicklung der Lebewelt schon einen bedeutenden Schritt weiter. Fauna und Flora nähern sich in ihren Formen mehr der Gegenwart. Viele der paläozoischen Formen verschwinden, in den Vordergrund treten unter den Tieren die Seeigel, die Ammoniten und Belemniten, die echten Krebse, Knochenfische und vor allem Reptilien, die sich zur höchsten Blüte entfalten. Die Pflanzen bestehen zum überwiegenden Teile aus Koniferen und es treten auch die ersten Laubhölzer auf.

Die Ablagerungen während dieses Zeitalters sind terrestrische und marine zugleich, es sind vornehmlich Kalkgesteine, Sandsteine und Tone. Die Bildung der Schichten ging im allgemeinen ziemlich ruhig vor sich, vulkanische Ausbrüche sind selten und Gebirgsbildung setzt erst am Ende lebhafter ein.

Die mesozoischen Formationen werden in drei Systeme gegliedert: Trias, Jura und Kreide.

Die Ablagerungen der Trias sind bald Bildungen nahe der Küste, bald solche in seichten Meeren oder Binnenseen, bald auch Gebilde der Tiefsee. Ihr petrographischer Charakter ist darum äußerst verschieden. Innerhalb Europas begegnen wir in Deutschland den ersteren Formen, in den Alpen dagegen den echten marinen Bildungen. Die deutsche Trias gliedert sich wieder in drei Unterabteilungen: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, die in ihren Ablagerungen und Versteinerungen wohl charakterisiert sind. Der Buntsandstein besteht vorwiegend aus weißen und durch Eisen rot gefärbten Sandsteinen, die sehr arm an Fossi-

lien sind. Trockenrisse, erhaltene Tierspuren und Strandbildungen (Ripplemarks) in tonigen Einlagerungen deuten auf Trockenzeiten, in denen die Meere und Binnenseen eindampften und weite Flächen von Wüsten eingenommen waren. Der Name der zweiten Stufe, Muschelkalk, besagt uns, daß wir es hier mit einer an Muscheln überaus reichen Formation zu tun haben. Das letzte Glied, der Keuper, setzt sich hauptsächlich aus terrestrischen Bildungen zusammen, er zeigt einen außerordentlichen Wechsel von Ablagerungen, von Sandsteinen, Kalken und Mergeln. Fauna und Flora sind in der Trias reich entwickelt. Unter den Pflanzen treten Equiseten und Cycadeen hervor. In der Tierwelt begegnen wir ungeheueren Formen, so den gewaltigen Sauriern mit über 5 m langen Körpern. Unter den Meeresbewohnern finden wir zahlreiche Haifische und einen durch Lunge und Kiemen atmenden Fisch, Ceratodus, von dem noch Vertreter in Australien leben.

Die alpine Trias ist fast ausschließlich eine Tiefseebildung. In den unteren Schichten sind die Ablagerungen denen der außeralpinen Trias Mitteleuropas ziemlich ähnlich; in den oberen Schichten treten aber bis 1500 m mächtige Kalksteinablagerungen, der Wettersteinkalk, auf, und darüber kommen nicht minder mächtige Dolomitbänke. Die obersten rhätischen Schichten zeigen in ihren Fossilien wieder Beziehungen zu den deutschen Keuperablagerungen. In den Alpen drangen in dieser Zeit auch Eruptivmassen (Granite, Syenite und Porphyre) empor.

Auf die Trias folgt die Juraformation. Sie stellt eine fast durchweg marine Ablagerung dar, die sich gebildet hat in einem übergreifenden oder transgredierenden Meere, das schließlich eine große Ausdehnung erlangt hat und zum Beispiel fast ganz Europa überflutete. Das Jurameer war außerordentlich reich bewohnt, zum Teil ebenfalls von riesigen Ungeheuern. Unter den Tieren stehen im Vordergrunde die Ammoniten und Belemniten und die gewaltigen Meersaurier. Weiter finden wir in großer Anzahl Korallen, Seeigel und Seeschwämme, sowie Krebse und Fische. Auch die Insekten treten schon in Mengen auf. Auf dem Lande leben Schildkröten und Krokodile und Saurier, darunter die Flugsaurier und die bis 12 m langen Dinosaurier. In dem Archäopteryx haben wir den ersten gefiederten Vogel vor uns. Endlich sind auch Reste kleiner Säugetiere gefunden.

Die Juraformation wird in drei Glieder geteilt, die nach der vorwiegenden Gesteinsfärbung als schwarzer, brauner und weißer Jura bezeichnet werden. Das unterste Glied ist der schwarze Jura, auch Lias genannt. Er enthält zumeist Kalke und Tone. Dem zweiten Glied, dem

braunen Jura oder Dogger, hat der reiche Gehalt an Eisen seinen Namen gegeben. Neben Tonen und Sandsteinen finden wir Kalke in der eigentümlichen Form der Oolithe und Rogensteine. Kalke und Dolomite bilden dann das Hauptgestein des dritten Gliedes, des weißen Jura oder Malm. Diese Ablagerungen zeichnen sich durch Härte und große Widerstandskraft gegen die Verwitterung aus, weshalb sie meist in steilem Abfalle sich erheben und den Jurabergen ihre charakterische kastenartige Form geben.

Das oberste Glied des mesozoischen Zeitalters, die Kreideformation, enthält ebenfalls viele marine Bildungen, neben denen aber auch terrestrische vorkommen. In Wechsellagerung treten Tone, Mergel, Kalke, Sandsteine und sogar lose Sande auf. Die Fauna verliert an Fülle. Die charakteristischen Tiere des Jura sind zwar noch vorhanden, aber sterben zum Teil aus. Durch die Ablagerungen einer ungeheueren Menge von Foraminiferen- und Radiolarienresten entstanden mächtige Bänke der weißen Schreibkreide. In den zahlreichen Knochen- und Knorpelfischen sowie Muscheln und Schnecken treten uns Formen entgegen, die uns schon zur heutigen Lebewelt hinüberführen. Wir begegnen weiter den ersten schlangenartigen Tieren und auch einigen Vögeln. Die Pflanzenwelt ist dagegen reich entwickelt, es erscheinen die ersten Laubbäume.

Auch die Kreide wird in einige Unterabteilungen gegliedert, die nach den Ablagerungen in Frankreich bestimmt sind. Es folgen aufeinander als untere Kreide das Neokom und der Gault, als obere Kreide das Cenoman, Turon und Senon. Im nördlichen Deutschland bestehen die untersten Kreideablagerungen aus dem Wealden oder Wäldertone und dem Hilssandsteine, beides Brack- oder Süßwassergebilde, während die französischen Ablagerungen der unteren Kreide marinen Ursprungs sind. In der oberen Kreide des östlichen Deutschlands wiegen die Quadersandsteine vor. In dieser Periode begann auch die Gebirgsbildung wieder reger zu werden.

In den mesozoischen Formationen sind zum ersten Male deutlich klimatische Zonen bemerkbar. Schon in der Tierwelt des Jurameeres zeigen sich Unterschiede zwischen den polaren und äquatorialen Regionen. Noch schärfer sind die faunistischen Gegensätze, aus denen wir auf klimatische Unterschiede schließen können, in der Kreidezeit ausgeprägt. Die Ablagerungen der wärmeren südlichen Zone sind namentlich reich an Muscheln, unter denen die Hippuriten in solchen Mengen auftreten, daß viele hundert Meter mächtige Schichten davon angefüllt sind.

Das vierte Zeitalter.

Mit dem vierten, kānozoischen, dem letzten Zeitalter, beginnt die jüngste Entwicklung der Erde, die noch bis zur Gegenwart anhält. Tiere und Pflanzen nehmen allmählich die Formen an, die wir heute lebend auf der Erde antreffen. In der Fauna stehen die Säugetiere im Vordergrunde, als deren Endglied der Mensch erscheint. Daneben treten die Vögel und auch die Knorpel- und Knochenfische in großem Reichtume an Arten auf. Dagegen sind viele der mesozoischen Tiere verschwunden oder wenigstens im Aussterben begriffen, wie z. B. die großen Reptilien und Amphibien und namentlich die Ammoniten und Belemniten. In der Flora überwiegen die angiospermen Dikotyledonen, die Laubhölzer. In der Verbreitung der Pflanzen und Tiere nehmen wir eine noch deutlicher als in der Kreidezeit ausgesprochene zonale Anordnung der Klimate wahr. Wie in den Organismen, so vollzieht sich jetzt auch in der äußeren Gestaltung der Erdoberfläche eine allmähliche Umwandlung zur Gegenwart.

Das vierte Zeitalter umfaßt die beiden känozoischen Formationen: das Tertiär und das Quartär. Während des Tertiärs erhielt das Antlitz der Erde im wesentlichen seine jetzigen Züge. Die heutigen Festländer bildeten sich und bestimmten die Verteilung von Wasser und Land, auf den Festländern aber erhoben sich durch Faltung und Bruch gewaltige Gebirge und entwickelten sich damit die Hauptwasserscheiden der Erde. Gleichzeitig mit der lebhaften Gebirgsbildung traten zahlreiche vulkanische Ausbrüche auf, die mächtige Massen von Basalt, Phonolith und Trachyt aufschütteten. In Deutschland sind die Eifel, das Siebengebirge, der Vogelsberg, die Rhön, die Lausitz und die schwäbische Alb Zeugen dieser Tätigkeit.

Mit der Ausbildung der heutigen Oberflächenformen ging eine stete Änderung der Art der Gesteinsablagerung Hand in Hand. Neben marinen Bildungen finden sich viele Brack- und Süßwasserablagerungen und auch rein terrestrische Gebilde, zu denen die in Quellen abgesetzten Süßwasserkalke und große Braunkohlenlager gehören. Durch diese Mannigfaltigkeit der Bildungsweisen der tertiären Gesteine und zugleich durch die stärker ausgeprägten klimatischen Verschiedenheiten wird die Gliederung des Tertiärs erheblich erschwert. Man unterscheidet vier Abteilungen, das Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän, von denen die beiden unteren als Alttertiär, die oberen als Jungtertiär zusammengefaßt werden.

In der tertiären Tierwelt treten die Säugetiere in den Vordergrund: Huftiere, wie Pferde und Antilopen, Dickhäuter, wie Mastodon, Dinotherium und Rhinozeros, Beuteltiere, Nager und schließlich auch Affen. In den älteren Ablagerungen zeigen sich als Leitfossil in großer Anzahl die Nummuliten, nach denen man die betreffenden Kalke auch benennt.

Eine reiche Entwicklung haben die Pflanzen erfahren, die nicht nur in üppiger Fülle sich entfalten, wie uns die häufigen Kohlenlager lehren, sondern auch an Arten sich vermehrt haben. Sie beweisen uns überdies durch ihren Wechsel nach Ort wie Zeit das Vorhandensein klimatischer Zonen und Änderungen. Die oligocänen Pflanzen tragen in Europa rein tropischen Charakter, die miocänen dagegen bereits subtropischen.

Am Schlusse der Tertiärzeit begann eine allgemeine Abkühlung auf der Erde; infolge dieser bedeckten sich die Gebirge mit mächtigen Schneemassen, aus denen dann gewaltige Eisströme hervorquollen und über große Teile der Erde sich ergossen. In dieser Periode, der Eiszeit, war z. B. ganz Norddeutschland bis zur Schwelle der mitteldeutschen Gebirge mit einem von Skandinavien ausgehenden Inlandeis überkleidet. Desgleichen war die deutsche voralpine Hochfläche vergletschert. Früher hielt man die gewaltigen Schuttmassen dieser Zeit für das Produkt einer mächtigen Überflutung und bezeichnete die Formation darum als Diluvium.

Die Spuren einer solchen Verbreitung der diluvialen Gletscher treten uns in den genannten Gebieten überall in den Schuttablagerungen, den Moränen, und in Schliffflächen auf anstehendem Felsen entgegen. Aus diesen Merkmalen geht aber deutlich hervor, daß die Ausdehnung der Eismassen großen Schwankungen unterworfen war; denn es lagern vielfach die Moränen verschiedener Gletscher übereinander. Die einzelnen Vorstöße der Gletscher müssen durch lange Perioden milderen Klimas, durch Interglazialzeiten, getrennt gewesen sein, da die voraufgegangenen glazialen Ablagerungen deutliche Spuren starker Verwitterung zeigen und Reste einer wärmerem Klima angepaßten Flora enthalten. Es finden sich sogar zwischen den Schuttmassen der verschiedenen Gletschervorstöße Torflager und sichere Anzeichen einer lebhaften Wassertätigkeit. Penck nimmt für die Alpen auf Grund seiner Untersuchungen der glazialen Ablagerungen jetzt 4 Eiszeiten an. Der englische Glazialgeologe James Geikie glaubt sogar 6 Eiszeiten, die durch 5 Interglazialzeiten getrennt sind, gefunden zu haben. Für weite

Gebiete ist ein zweimaliges Vorrücken ziemlich sicher nachgewiesen. Gleichwohl fassen einige Geologen (Lepsius, Geinitz) noch immer die Eiszeit als ein einheitliches Phänomen auf.

Die größere Ausbreitung der diluvialen Gletscher war eine allgemeine Erscheinung der gesamten Erde. Alle Gebirge, die heute Gletscher tragen, waren damals bis tief in die Täler von Eisströmen erfüllt. Selbst in den Tropen finden sich auf den höheren Erhebungen Spuren einstiger stärkerer Vereisung, wie namentlich die Untersuchungen Hans Meyer's am Kilimandscharo und in den Anden Südamerikas gezeigt haben. Ob freilich alle Gletscherausbreitungen nördlich und südlich des Äquators in eine Zeitperiode fallen, ist noch nicht klargestellt.

Über die Ursache dieser seltsamen Erscheinung gehen die Ansichten noch weit auseinander. Aus der großen Verbreitung der diluvialen Gletscher müssen wir zunächst auf eine starke Zunahme des Niederschlages auf der Erde schließen. In den tieferen Regionen der warmen Zonen der Erde finden sich vielfach Spuren reichlicherer Benetzung; dort herrschte vermutlich eine Pluvialzeit. Sodann muß eine allgemeine Erniedrigung der Temperatur vorhanden gewesen sein. Aus der Tatsache, daß die Schneegrenze etwa um 500—1000 m tiefer gelegen hat als heute, schätzt man die Temperaturabnahme auf 2—4°.

Diese Wärmeverminderung konnte zunächst eine Folge rein tellurischer Vorgänge sein, z. B. einer anderen Verteilung von Wasser und Land. Dagegen spricht aber die Allgemeinheit der Erscheinung auf der ganzen Erde. Darin liegt weit mehr ein Hinweis auf eine kosmische Ursache. Als solche sind in Betracht gezogen worden: Plötzliche Abnahme der Sonnenwärme, Schwankungen der Erdachse, Ortsveränderungen des Erdpoles, Präzession des Frühlingspunktes, die andere Jahreszeitendauer schafft, Änderung der Exzentrizität der Erdbahn. In neuerer Zeit hat Dubois die Erscheinung auf eine periodische Änderung der physikalischen Zustände der Sonne zurückgeführt; diese sei allmählich aus einem weißen, hohe Wärme spendenden Sterne ein gelber und schließlich ein roter Stern geworden, der erheblich geringere Wärme ausstrahle.

Dieser Forscher nimmt hiernach an, daß wir einer weiteren Erkaltung der Sonne und somit einer ewigen Eiszeit entgegengehen. Dagegen spricht aber die ziemlich wahrscheinliche Tatsache, daß die Eiszeit in der Geschichte der Erde sich wiederholt hat. Namentlich scheint am Ende der paläozoischen Periode eine ähnliche große Abkühlung eingetreten zu sein, wie sie am Ende der Tertiärzeit sich eingestellt hat. Auffallend ist, daß

den Eiszeiten in der Geschichte der Erde stets Perioden starker Gebirgsbildung und heftiger vulkanischer Tätigkeit vorausgegangen sind.

Die Tierwelt war während der Zeit eine nordische: Mammut, langhaariges Nashorn, Höhlenbär, Hyäne und Löwe. In der Interglazialzeit finden wir viele für die heutigen Steppen charakteristische Tiere und Pflanzen. Nach völligem Rückgange der Gletscher ziehen sich auch die nordischen Tiere nach Norden zurück: Mammut, Rhinozeros und Renntier. In die eisfreien Länder wanderten am Schlusse der Eiszeit wieder von den südlichen Gebieten her Tiere und Pflanzen ein.

In das Diluvium fällt auch das erste Auftreten des Menschen. Es wird bezeugt durch zahlreiche Funde von menschlichen Überresten in diluvialen Ablagerungen, so bei Schussenried in Oberschwaben, im Keßler Loch bei Thayngen und im Schweizersbild unweit Schaffhausen, ferner im Neandertal bei Düsseldorf, bei Taubach nahe Weimar und bei Heidelberg. Auch in Belgien und Frankreich sind derartige Funde gemacht worden. Oft fanden sich die Spuren des Menschen neben Knochen des Mammuts, Renntiers, Höhlenbären usw. Diese ersten Menschen wichen in ihrem Äußeren etwas ab von dem heutigen Menschen, namentlich durch die starken Augenbrauenwülste, durch die fliehende Stirn und das niedrige Schädeldach sowie auch durch den starken, fast tierischen Kiefer. Aber sie standen schon auf einer ziemlich hohen Stufe der Kultur, da sie bereits künstlich behauene Werkzeuge besaßen und diese sogar mit Zeichnungen versehen hatten. Wir müssen auf Grund dessen annehmen, daß das Erscheinen des Menschen in eine weit frühere Zeit fällt, daß uns aber keine Reste aus dieser überkommen sind.

Mit dem Ende der Eiszeit setzt die Gegenwart, das Alluvium, ein. Die Umgestaltung der Erde und die Bildung der Schichten geht fort und vollzieht sich vor unseren Augen.

Für die letzte Periode der Erdgeschichte haben wir in den Bildungen auch ein direktes Hilfsmittel zur Bestimmung der Zeit, innerhalb der sie sich vollzogen und die seit dem Rückgange der Vergletscherung verflossen ist. Das bekannteste Beispiel für eine derartige Zeitberechnung liefert uns das Rückschreiten der Niagarafälle, deren Arbeit erst nach dem Schlusse der Eiszeit begonnen hat. Man hat die Dauer der Erosionstätigkeit hier auf 12000—35000 Jahre geschätzt. Ein anderes Beispiel hat der Geologe Heim in dem Muottadelta des Vierwaldstätter Sees und in dem Kanderdelta des Thunersees gegeben, deren Bildung in die Postglazialzeit fällt. Er ermittelte für die Ablagerung dieser Deltas eine Dauer von etwa 15000 bis 20000 Jahren.

Auch die Zeitdauer seit Beginn der Glazialepoche hat man zu ermitteln versucht. Man benutzte dazu die diluvialen Aufschüttungen in der Poebene und in der Theißniederung und berechnete, daß etwa 500000 bis 600000 Jahre zu ihrer Bildung nötig waren. Heim fand dagegen auf Grund der Abtragungen im Gebiet der Reuß mehr als 1 Mill. Jahre für den Zeitraum, in den die Vergletscherungsperioden fallen.

Die Zeit seit dem Beginne des Diluviums ist aber nur ein verschwindend kleiner Teil der gesamten Erdgeschichte, für die wir also ganz außerordentlich lange Zeiträume annehmen müssen. Die zeitliche Kürze des Quartärs im Verhältnisse zu den früheren Perioden ergibt sich ohne weiteres aus der Kleinheit seiner Ablagerungen und der Geringfügigkeit der Veränderungen in den Organismen. Im Vergleiche zu diesen sind die Umwandlungen in den älteren geologischen Epochen so ungeheuere, daß uns jedes Maß für die Zeitdauer jener fehlt. Immerhin ergibt sich aus den obigen Schätzungen wenigstens eine annähernde Vorstellung davon, welche hohe Bedeutung der Faktor Zeit in der Erdgeschichte einnimmt, was auch das Verständnis für die Bildungen in der Gegenwart wesentlich fördert.

Die Umgestaltung der Erdoberfläche in der Gegenwart.

Dynamische Geologie.

Die Umgestaltung der Erdoberfläche erfolgt entweder durch Kräfte, die ihren Sitz im Innern der Erde haben, oder durch solche, welche von außen auf den Boden einwirken. Die ersteren, auch als endogene bezeichnet, bestehen in Wirkungen des flüssigen Magmas, in Faltungen der Gesteinsschichten und in Bewegungen längs der Brüche und Spalten der Erdrinde, sie äußern sich in Veränderungen der Lage von Festland und Meer, in der Gebirgsbildung, in vulkanischen Erscheinungen und in Erdbeben.

Die von außen wirkenden oder exogenen Kräfte gestalten den Boden im wesentlichen durch die Denudation und Erosion, d. i. durch die abtragende Arbeit der Atmosphärilien, des fließenden Wassers und der Gletscher, ferner durch die Abrasion der Meereswogen und endlich durch die Gesteinsaufschüttung in den tieferen Teilen des Festlandes.

Die endogenen Kräfte.

Die endogenen Kräfte beruhen auf Vorgängen im Innern der Erde. Früher herrschte allgemein die Ansicht, daß sämtliche hierher gehörigen

Vorgänge Wirkungen der Tätigkeit des heißflüssigen Magmas der Erde seien. Die plutonische Theorie ist dann durch die Kontraktionstheorie verdrängt worden, nach welcher die endogenen Erscheinungen durch die allmähliche Einschrumpfung der Erde infolge der steten Wärmeabgabe in den kalten Weltenraum hervorgebracht werden. Diese Theorie ist aber nur schwer in Einklang zu bringen mit der Tatsache, daß die endogenen Vorgänge auf der Erde periodisch auftreten, daß sie sich vielfach auch in mächtigen Hebungen einzelner Schollen äußern und daß auch neben den Stauungen zweifellos Zerrungen nachgewiesen sind. Ihr hat darum Rothpletz die Expansionstheorie entgegengestellt, die umgekehrt die endogenen Bildungen für Wirkungen einer bei der Erkaltung der Magmamassen vor sich gehenden Ausdehnung erklärt. Seine Anschauung erhält eine gewisse Stütze durch die neueren physikalischen Untersuchungen Tammans, nach denen sich bei einzelnen Körpern unter sehr hohem Druck tatsächlich eine Volumenvermehrung einstellt. Andere neuere Theorien stützen sich auf die Annahme thermischer Vorgänge im Innern der Erde. Nach O. Fisher sollen thermische Ausgleichsströmungen und Massenverlagerungen im Magma der Erde, das das ganze Innere dieser ausfüllt und nur von einer dünnen Kruste umgeben ist, die Ursache der endogenen Vorgänge sein. Auch M. Reade ist der Ansicht, daß Temperaturschwankungen in dem Magma der Erde, hervorgerufen durch mechanische oder chemische Vorgänge, Volumenveränderungen zur Folge haben müssen, die dann als endogene Kräfte wirksam werden. In neuerer Zeit hat endlich die isostatische Theorie von Dutton allgemeine Beachtung gefunden. Die Isostasie ist durch die Schweremessungen im wesentlichen bestätigt. Durch die Arbeit der endogenen Kräfte werden auf der Erde stetig große Umlagerungen von Gesteinsmassen bewirkt. Dadurch werden die tieferen Senken, die Meeresbecken, belastet und die in ihnen abgelagerten Massen üben einen Druck auf die erleichterten Kontinentalmassen aus, der dann in den endogenen Vorgängen auf der Erde zur Wirkung kommt.

Veränderungen der Lage von Festland und Meer.

Die geologische Entwicklung der Erde hat gelehrt, daß die Verteilung von Wasser und Land einem ununterbrochenen Wechsel unterworfen gewesen ist, namentlich zeigen uns das die häufigen Transgressionen während der einzelnen Erdperioden. Derartige Veränderungen bestehen auch in der Gegenwart noch, sie treten hervor als Niveau-

veränderungen oder als Hebungen und Senkungen des Landes. Diese können instantane, d. i. plötzliche, oder säkulare, erst nach langen Zeiträumen wahrnehmbare sein. Weiter haben wir binnenländische und litorale Niveauveränderungen zu unterscheiden. Die letzteren sind geographisch von besonderer Bedeutung, weil durch sie der Umriß der Festländer verändert wird. Sie äußern sich in Strandverschiebungen.

Was im einzelnen Falle bei einer Strandverschiebung vorliegt, ob eine Bewegung des Landes oder eine solche des Meeres, ist oft sehr schwer oder auch garnicht mit Sicherheit anzugeben. Um nun eine Entscheidung darüber, was das Sichbewegende ist, zu umgehen, hat Eduard Sueß vorgeschlagen, nur die Art der Bewegung zu kennzeichnen. Danach bestehen die Verschiebungen der Strandlinien entweder auf einem Zurückgehen des Meeres oder auf einem Vorrücken dieses. Im ersteren Falle haben wir es nach Sueß mit einer negativen, im zweiten Falle mit einer positiven Niveauschwankung zu tun. Sehr zweckmäßig bezeichnet Supan das Zurückweichen des Meeres als kontinentale, das Vordringen als marine Strandverschiebung.

Die hauptsächlichsten Kennzeichen einer negativen Verschiebung der Strandlinie sind alte Strandterrassen, über das Wasser hervorragende Schuttkegel an den Mündungen der Flüsse, Auftauchen von Korallenriffen im Meere, aufeinanderfolgende Dünenreihen, das Vorhandensein eines Flachlandstreifens vor einer deutlichen Brandungsküste und endlich eine beständige Erniedrigung des Mittelwassers nach den Pegelbeobachtungen.

Für positive Niveauschwankung, also für ein Ansteigen des Meeres, geben namentlich historische Überlieferungen von verschwundenen Ortschaften und das Auffinden menschlicher Bauten unter dem Meeresspiegel oder unter Meeresablagerungen sichere Beweise. Auch sind eine reicher gegliederte Form der Küste sowie das Auftreten von weiten Flußmündungen Anzeichen dafür. In den Tropen deutet das stete Fortwachsen der Korallen über eine Tiefe von 40—50 m hinaus auf ein Ansteigen des Meeresspiegels. Im allgemeinen sind positive Niveauschwankungen schwieriger nachzuweisen wie negative, da bei ihnen die hinterlassenen Spuren des Meeres überflutet und weggespült werden.

Das Vorhandensein von Strandverschiebungen ist an verschiedenen Küsten sicher nachgewiesen. Den klassischen Boden für diesen Vorgang bildet Skandinavien, wo schon im 18. Jahrhundert durch Celsius und Linné die Schwankungen des Meeresspiegels beobachtet und durch eingesetzte Marken am Ufer sichtbar gemacht wurden. Die Merkmale der

Erscheinung sind hier vorwiegend Strandlinien oder Strandterrassen, von denen mehrere übereinander liegen. Sie verlaufen aber keineswegs in einem einheitlichen Niveau, sondern in ganz verschiedener Höhe, so daß man für Skandinavien eine sehr verwickelte säkulare Bewegung annehmen muß. Die Konstruktion von Linien gleichzeitiger Strandverschiebungen, die man als Isanobasen oder Isobasen bezeichnet, ergibt nach de Geer eine flache schildförmige Auftreibung des Landes. Die höchste Strandlinie erreicht 250 m, sie wird begleitet von der arktischen Muschel Yoldia, die nach dem Rückzuge des Eises in der Ostsee lebte. Im südlichen Schweden liegen dagegen Meeresabsätze des untersten Strandhorizontes auf Torf, der bis 30 m unter dem heutigen Meeresspiegel erbohrt ist. Daraus ergibt sich eine Gesamthebung des Landes nach der Eiszeit von rund 300 m. Durch sie wurde die Ostsee zum Binnensee, zur Ancylussee. Durch eine darauf folgende Senkung entstand dann die sogenannte Litorina-See, die die Ostsee über Skagerak und Kattegatt wieder mit den Meere verknüpfte, abgelöst in der jüngsten Zeit durch eine abermalige Hebung. Wenn es auch an vielen Orten noch zweifelhaft ist, ob das Meer oder das Land sich bewegt hat, so ist gerade für Skandinavien durch Brückner zwingend der Nachweis erbracht, daß es sich dort gegenwärtig um eine Hebung des Landes handelt. Er fand, daß auf der deutschen Seite der Ostsee die Pegel ein konstantes Mittelwasser besitzen, während auf der schwedischen Seite dieses beständig sich senkt. Das ist nur durch eine Eigenbewegung der skandinavischen Landmasse erklärlich.

Kontinentale Strandverschiebungen sind weiter auch für die britischen Inseln, für Island, Grönland und viele Inseln der arktischen Region nachgewiesen.

Ein Beispiel einer wirklichen Bodenbewegung liefert uns der sogenannte Serapistempel bei Pozzuoli am Golfe von Neapel. Aus den Ruinen dieses Bauwerkes ragen drei einzelne Säulen auf, die in einer Höhe von etwa 3—6 m deutliche Spuren von Bohrmuscheln zeigen, woraus man schließen muß, daß der Meeresspiegel einmal bis zu dieser Höhe gereicht hat. Nach Vollendung des Tempels hat sich demnach der Boden um einen größeren Betrag gesenkt und ist dann später wieder aufgestiegen. Man hat freilich die Bohrmuschelspuren auch auf andere Weise zu erklären versucht. So nimmt Brauns an, daß der vermeintliche Tempel eine Piszine, ein künstlicher Seewasserbehälter für Austern und Fische gewesen sei. Allein da die Hebung des Bauwerkes hinreichend sicher erwiesen ist, gewinnt die Annahme einer voraufgegangenen Senkung sehr an Wahrscheinlichkeit.

Ein noch sicherer Beweis für eine tatsächliche Bodenbewegung ist durch Stratt auf Kreta gefunden worden. Dort wurden die Reste des Hafens von Phalasarna 90 m vom Ufer und 7 m über dem Seespiegel entdeckt.

Große Senkungsfelder liegen nach der Darwinschen Theorie in den Korallenmeeren der Tropen vor. Tatsächlich bilden die Korallenbauten häufig zuverlässige Merkmale einer Niveauschwankung. Wo diese Meeresgebilde über den Wasserspiegel aufragen, erfolgte notwendig eine kontinentale Verschiebung des Strandes. Wo dagegen die Bauten tiefer in das Wasser hinabgehen, als es den Lebensbedingungen der riffbildenden Tiere entspricht, muß eine marine Bewegung vor sich gegangen sein. Die Grenze des Gedeihens der Korallentiere liegt etwa 40 m tief. Die meisten Korallenriffe reichen aber weit tiefer hinab. Daraus schloß Darwin auf eine allgemeine Senkung des Bodens im Bereiche solcher Korallenbauten. Durch die Bohrungen auf dem Atoll Funafuti der Ellice-Gruppe, bei denen das Riff mit 300 m noch nicht durchteuft war, ist diese Annahme für jenen Archipel glänzend bestätigt worden.

Die geographische Verbreitung der Niveauschwankungen zeigt wenig Gesetzmäßigkeit. In allen Gebieten der Erde finden sich Spuren positiver und negativer Schwankung. In den äquatorialen Regionen herrschen aber die Anzeichen einer marinen Strandverschiebung entschieden vor, während sich nach den polaren Regionen hin ein Zurückgehen des Meeres häufiger geltend macht. Der Wechsel der Bewegung deutet vielleicht auf eine Oszillation hin, so daß die säkularen Hebungen und Senkungen sich periodisch ablösen. Dabei würde vorauszusetzen sein, daß die gleichsinnigen Niveauveränderungen auch gleichzeitige waren, was aber außerordentlich schwer und vielfach überhaupt nicht festzustellen ist.

Bewegungen der Erdkruste sind auch im Innern der Festländer beobachtet. Solche binnenländische Niveauveränderungen stellen sich gleichzeitig mit vulkanischen Vorgängen und Erdbeben ein. Wir haben es dann meist mit instantanen Bewegungen zu tun. Auf langsame säkulare Bewegungen des Bodens hat man auch auf Grund von Horizontverschiebungen und Änderungen der Aussichtsweite geschlossen; doch sind die betreffenden Beobachtungen noch nicht ausreichend durch genaue geodätische Vermessungen gesichert.

Als Ursachen der Niveauveränderungen, soweit diese nur in einer Verschiebung des Meeresspiegels bestehen, gelten starke Sedimentablagerungen im Meere, wodurch die Wassermassen gehoben werden, sowie

eine größere Wasserentziehung infolge reicheren Niederschlages und mächtiger Eisanhäufung auf dem Lande und endlich auch die Gesteinsumlagerung auf dem Lande, wodurch sich die Anziehung des Festlandes auf das Meer ändert. Auch Änderungen des Meeresbodens infolge tektonischer Vorgänge werden Strandverschiebungen hervorbringen. Nach Löwl sind die räumlichen Veränderungen der Meeresbecken, die Sueß als eustatische Bewegungen bezeichnet hat, sogar die Hauptursache dieser. Endlich können die Niveauschwankungen durch Veränderungen der Stellung der Erdachse oder der Rotationsgeschwindigkeit bewirkt werden, was die Bildung einer anderen Gleichgewichtsfigur und damit eine Umlagerung der beweglichen Wassermassen auf der Erde zur Folge haben würde.

Es steht aber heute fest, daß auch das Land sich bewegt. Es müssen also auch noch andere Ursachen wirksam sein. Da sich zahlreiche Niveauschwankungen als glazial und postglazial erwiesen haben, so hat man die Ablagerung der mächtigen Eismassen während der Diluvialzeit zur Erklärung herangezogen. Nach de Geer und Hansen soll das Gewicht des Eises das Land herabgedrückt haben, nach v. Drygalski sollen dagegen die veränderten Wärmeverhältnisse während und nach der Eisbedeckung Bewegungen des Bodens hervorgerufen haben. Unter dem Eise erfuhren die obersten Gesteinsschichten eine Abkühlung, die eine Zusammenziehung der Massen, also eine Senkung des Landes zur Folge haben mußte; nach dem Schwinden des Eises erwärmten sich die Schichten wieder und dehnten sich infolgedessen aus, wodurch eine Hebung bewirkt wurde.

Doch das diluviale Inlandeis war räumlich beschränkt, das Phänomen der Niveauveränderungen ist aber ein allgemeines, das über die ganze Erde verbreitet ist. Darum ist es auch wahrscheinlich, daß es durch den Bau dieser selbst bedingt ist, daß es somit durch die endogenen Kräfte hervorgerufen wird. Diese äußern sich in bezug auf die Bodenbewegung in den Niveauveränderungen sowie in der Gebirgsbildung. Man unterscheidet darum epirogenetische und orogenetische oder gebirgsbildende Niveauveränderungen. Nur die ersteren kommen hier in Betracht und sind auf Veränderungen in der Magmazone durch thermische oder durch isostatische Vorgänge zurückzuführen. Mit ihnen stehen vermutlich die Bildungen der Kontinente in engem Zusammenhange. Festländer haben in allen Perioden der Erdgeschichte bestanden, aber mit stets wechselnden Umrissen. Das Endergebnis der Bewegungen der Erdkruste sind die heutigen Kontinente und Meere, die ersteren stellen die gehobenen

oder stehengebliebenen, die letzteren die eingesunkenen Teile der Erde dar. Daraus folgt auch, daß für die Meeresbecken eine gewisse Permanenz wahrscheinlich ist. Wenn sie auch im einzelnen manche Störung in ihrer Gestalt erfahren haben, so stellen sie doch auf der Erde im allgemeinen Gebiete langdauernder Ruhe dar, die Störungen tragen mehr den Charakter säkularer Bewegungen.

Gebirgsbildung.

Die Störungen der Sedimentärgesteine durch Verwerfung (Dislokation) oder durch Faltung führen zur Gebirgsbildung. Die dadurch entstandenen Gebirge faßt man als tektonische zusammen. Ihnen stehen die Gebirge gegenüber, die durch vulkanische Vorgänge, durch die Erosion und durch Aufschüttung von Gesteinsmaterial erzeugt sind, worüber die betreffenden Abschnitte Auskunft geben.

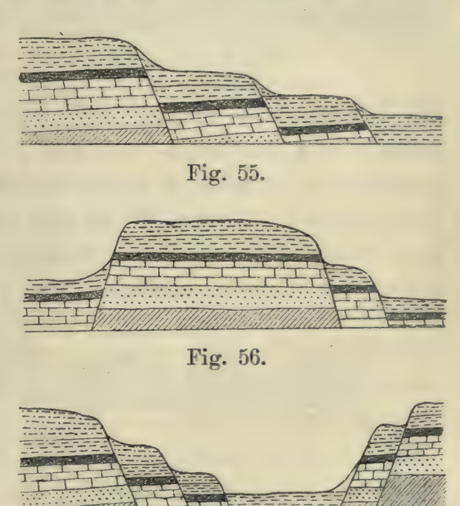


Fig. 55.

Fig. 56.

Fig. 57.

Durch Verwerfungen oder Dislokationen entstehen die Bruch- oder Schollengebirge. Die Brüche verlaufen entweder parallel zueinander als Tafelbrüche, oder sie bilden ein Netz von Sprüngen, die zum Teil von einem Zentrum aus radial, zum Teil peripherisch um das Zentrum sich scharen. Senken sich die Schollen gleichsinnig nach einer Seite hin ab, so haben wir einen Staffelbruch (Fig. 55) vor uns; bleibt eine Scholle zwischen ringsum absinkenden Schollen stehen, so bildet diese einen Horst (Fig. 56). Bewegt sich das zentrale Gebiet eines Bruchnetzes, so entsteht ein Kesselbruch, oder, wenn er ein größeres Gebiet umfaßt, ein Senkungsbecken.

Die gleichzeitig durch Bruch sich bildenden Senken oder Täler bezeichnet man ebenfalls als tektonische. Diese liegen längs einer oder mehrerer Bruchlinien. Zuweilen sinken auch ganze Schollen zwischen zwei Bruchlinien ein und bilden dann einen Graben (Fig. 57) oder eine Grabenversenkung. Solche Senken können auch dadurch entstehen,

daß ein Teil der Erdoberfläche zwischen zwei selbständigen Gebirgen stehen bleibt; Supan nennt sie interkolline Täler.

Aus der Faltung der Gesteinsschichten gehen die Faltengebirge hervor. Sie sind meist langgestreckte Kamm- oder Kettengebirge. In der einfachsten Form bildet der Sattel (Antiklinale) den Kamm, die Mulde (Synklinale) das Tal. Aber nur selten entsprechen die Gebirgsformen noch der ursprünglichen Faltung, sie sind durch Wirkungen der exogenen Kräfte oder spätere tektonische Vorgänge gestört. Oft ist auch der Faltenbau an und für sich schon sehr kompliziert. Die Faltung kann gleichförmig, d. h. aus derselben Gesteinsformation aufgebaut, oder ungleichförmig sein, also aus Zonen verschiedener Gesteine bestehen, sie kann je nach der Stellung der Falten und der Richtung des Schubes einseitig oder doppelseitig, symmetrisch (Fig. 58) oder asymmetrisch (Fig. 59) sein. Bei asymmetrischen oder einseitigen Faltengebirgen unterscheidet man eine Innen- und eine Außenseite; der horizontale Schub ist einseitig von innen nach außen erfolgt, so daß also die Falten nach außen sich allmählich verlieren. Sueß sah in den Alpen ein typisches Beispiel eines solchen asymmetrischen Faltengebirges, der Schub sollte hier von Süden nach Norden gerichtet sein, die Innenseite also im Süden, die Außenseite im Norden liegen. Nach neueren Untersuchungen ist aber für die Ostalpen ein Schub von zwei Seiten wahrscheinlich geworden. Die Ostalpen stellen wie die Pyrenäen ein Faltengebirge von doppelseitigem Bau dar: eine kristallinische Zentralzone, begleitet beiderseits von sedimentären Randzonen, in denen die Faltung nach außen gerichtet ist.



Fig. 58.

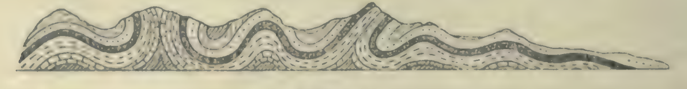


Fig. 59.

Wo sich mehrere gleichgerichtete Faltenzüge aneinander reihen, spricht man von einem zonalen Bau der Gebirge.

Zu den Faltengebirgen sind in neuerer Zeit noch die Deckengebirge (Fig. 60) gekommen. Bei ihnen sind eine oder mehrere Decken bei intensivster Faltung übereinander geschoben. Auf dem autochthonen jüngeren Untergrund lagern ältere Gesteinsmassen, bei denen die Schichten

mehrfach in umgekehrter Reihenfolge sich wiederholen, die also als bewegliche Masse, wie bei der gewöhnlichen Faltung, ausgebreitet sein müssen. Die Decken sind nachher vielfach wieder abgetragen und die tiefer gelegenen Gesteine treten nun in „Fenstern" wieder hervor und fern von der Wurzelregion der Decken liegen „wurzellos" Teile der Decken und bilden dort fremdartige Schollen oder Klippen. Als ein solches Deckengebirge gelten die Westalpen. Für die Ostalpen hat aber die Deckenschollentheorie, die namentlich von Bertrand und Schardt begründet worden ist, noch nicht allgemeine Anerkennung gefunden.

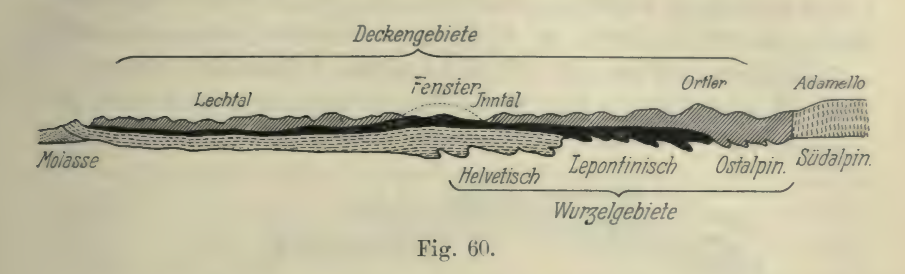


Fig. 60.

Zugleich mit der Faltung stellen sich auch vielfach Brüche ein. Es gibt also auch Faltenschollengebirge. Die Brüche können das Gebirge in der Richtung der Falten durchsetzen, mithin Längsschollen, oder diese quer durchschneiden, Querschollen bilden.

Die Falten der Erdkruste streichen selten geradlinig, sie verlaufen meist in großen Bogen. Nach Sueß sind die Bogen durch Hemmung oder Stauung der Faltung verursacht. Die Faltung erfolgt in einer Richtung senkrecht zum Streichen der Falten, durch vorgelagerte Gesteinsmassive wird sie in ihrer Wirkung behindert und abgelenkt, wodurch dann die Biegung im Streichen entsteht.

Die einzelnen Faltungsbogen oder Faltenzüge der Erde sind miteinander meist eng verwachsen oder verkettet. Sie treten dadurch zu einheitlichen Gebirgssystemen zusammen (Alpines System in Europa). Häufig werden die Bogen von allen Seiten zu einem Gebirgsknoten, zu einer Scharung zusammengedrängt (Pamirhochland, Armenisches Hochland). Umgekehrt lösen sich viele Faltenzüge auch in rutenförmig auseinander gehende Ketten auf, sie bilden eine Virgation.

Der Stauung steht die Zerrung gegenüber. Bei dieser ist der Gebirgsbau nicht durch Zusammenschub, sondern durch einen trennenden Zug nach außen bestimmt. Man hat den Vorgang auch als disjunktive Dislokation bezeichnet. Die Schollen streben einer tieferen Einsenkung

der Erdkruste zu und sind staffelförmig abgesunken, wobei die einzelnen Schollen eine randliche Aufwölbung zeigen. Nach v. Richthofen beherrscht diese Form der Gebirgsbildung das östliche Asien. (Fig. 61). Dort ist die Zerrung nach Osten und Süden erfolgt und hat dadurch große Gebirgsbogen, Zerrungsbogen, geschaffen. Sie sind nach Frech auch in dem Gebiet der Ostalpen vorhanden.

Faltungen und Schollenbewegungen finden sich in allen Gebieten der Erde. Es gibt kaum eine Gegend, die nicht in irgendeiner Periode der Erdgeschichte von derartigen Bewegungen betroffen wäre. Aber nur die jüngeren Gebirgsbildungen treten im Relief des Landes noch deutlicher hervor. Durch sie sind die mächtigsten Gebirge entstanden.

Verfolgen wir auf der Erde die jüngeren Faltungsbewegungen, die etwa bis zum Beginne der Tertiärzeit hinaufreichen, so erkennen wir,



Fig. 61.

daß diese als zusammenhängende Zone die ganze Erde umziehen. In Europa setzt die Zone an der spanischen Küste an und umfaßt ganz Spanien bis zum Nordfuße der Pyrenäen und greift nach Süden sogar nach Nordafrika hinüber. Östlich reihen sich Apenninen, Alpen, Karpathen und Balkan und die südlich davon gelegenen Gebirge an. Dann folgen Krim, Kaukasus, die Gebirge Kleinasiens, das iranische Hochland und der Hindukusch. Damit gelangen wir zu den gewaltigsten Faltungen der Erde, zu dem Himalaja, Karakorum und Kuenlun, an die sich die zahlreichen Faltengebirge Ostasiens anschließen.

In dem Zuge der Falten beobachten wir hier mehrere Schwenkungen. Die eine führt uns durch Hinterindien nach den Sundainseln und weiter nach Neuguinea und vermutlich auch noch nach Neuseeland, die andere dagegen über die langen Inselreihen Ostasiens hinweg bis nach Kamtschatka hinauf. Dieser Zweig verknüpft über die Aleuten hinweg die jüngeren Gebirgsbildungen der Alten Welt mit denen der Neuen. In Nordamerika treten uns als jüngste Faltungsbewegungen das Kaskadengebirge, die Sierra Nevada und das Felsengebirge ent-

gegen, während die Appalachen ein wahrscheinlich schon in der paläozoischen Zeit zur Ruhe gekommenes Faltengebirge sind. Die jüngeren Gebirgsketten biegen dann in Zentralamerika nach Osten ab und ziehen über die westindischen Inseln hinweg nach Südamerika zu der gewaltigen Andenkette hin.

Die hauptsächlichsten jüngeren Faltungen bilden demnach zusammenhängende Faltensysteme; sie umrahmen als eine einheitliche Kette den Stillen Ozean, davon zweigt sich eine andere ab, die die Hauptlandmasse Europa-Asiens von Afrika und dem Indischen Ozeane scheidet.

Auch die älteren Faltungen der Erde zeigen eine solche zonale Anordnung und zwar fallen sie vielfach mit den jüngerem Faltengebirgen zusammen. Bertrand stellte darum das Gesetz auf, daß seit dem Paläozoicum die Faltungen immer wieder an derselben Stelle oder wenigstens in unmittelbarer Nachbarschaft voneinander entstanden. In Asien reihen sich um ein Gebiet ältester Faltung in der Gegend vom Baikalsee, das Sueß als Scheitel Europa-Asiens bezeichnet hat, bogenförmig nach außen immer jüngere Faltengebirge an, so daß also die Faltung hier stetig nach dem Meere hin fortgeschritten ist. In Amerika liegen die Faltengebirge am Rande des Festlandes. In den Faltenzonen sind nun die Ablagerungen der der Faltung voraufgegangenen Zeit meist viel mächtiger als in den ungefalteten Nachbarländern. Man hat daraus geschlossen, daß sich an ihrer Stelle vorher tiefe Mulden der Meeresbecken, Geosynklinale, befanden, in denen der Ablagerungsschutt der Gebirge in größerer Mächtigkeit aufgehäuft wurde. Danach würden die Faltenzonen der Erde mit den Geosynklinalen zusammenfallen. Diese Auffassung erhält eine gewisse Stütze durch die neuere isostatische Theorie der Gebirgsbildung.

Über die Ursachen der Gebirgsbildung gehen die Anschauungen zurzeit noch weit auseinander. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts sah man in den Gebirgen Werke des Wassers. An die Stelle dieses von Werner begründeten Neptunismus trat dann später der Plutonismus, nach dem alle Gebirge durch Hebung als Wirkung des feuerflüssigen Magmas entstanden sein sollten. Die Hebungen dachte man sich vielfach als plötzliche Ereignisse. Zu den Anhängern dieser Katastrophentheorie, die man darum auch Katastrophisten nannte, zählen unter anderen Leopold von Buch, Alexander von Humboldt und Cuvier. Andererseits nahm man auch eine allmähliche Hebung an. Die bedeutendsten Vertreter einer solchen Evolutionstheorie waren van Hoff, Lyell, Prevost. In der Gegenwart haben Dana, Heim und Sueß der oben erwähnten Kontraktionstheorie allgemeine Geltung ver-

schafft. Nach dieser sind die Gebirge Folgen der allmählichen Zusammenschrumpfung der Erde durch die stete Wärmeabgabe in den Weltenraum.

Die Einschrumpfung trifft in erster Linie das heiße Innere der Erde. Die feste Gesteinshülle vermag dieser nicht ohne weiteres zu folgen. Das ruft innerhalb der Erdkruste eine Spannung hervor, die sich in zwei Richtungen, in der horizontalen oder tangentialen und in der vertikalen oder radialen, geltend macht. Infolge des horizontalen Druckes oder Schubes der Gesteinsmassen entstehen Verbiegungen und schließlich Faltungen der Gesteinsschichten, durch den radial wirkenden Druck Verschiebungen der einzelnen Erdschollen längs der Brüche oder Spalten, sogenannte Verwerfungen oder Dislokationen.

Die treibende Kraft bei dieser Gebirgsbildung ist die Schwerkraft. Sueß betrachtet als die erste Wirkung derselben die Senkung der Erdschollen. Erst wo diese aus Mangel an Raum nicht erfolgen kann, setzt die tangential gerichtete Kraft ein, die die Gesteinsschichten zu Falten zusammenpreßt. Eine Hebung der Schollen durch den seitlichen Druck hält er für ausgeschlossen. Sie ist aber ebenfalls möglich. Die Gesteinsschollen werden dem tangentialen Schube auch nach oben entweichen können, sobald sie nicht durch die Last überlagernder Gesteinsmassen daran gehindert werden und die Richtung der Spalten ein solches Aufsteigen gestattet. Die Tatsache, daß durch Schweremessungen unter den Faltengebirgen vielfach Massendefekte gefunden sind, spricht dafür, daß mit der horizontal gerichteten Pressung auch eine Hebung verbunden war. Das Gleiche ergibt sich aus der mit großer Wahrscheinlichkeit nachgewiesenen Senkung der Faltengebirge, z. B. der Alpen, nach ihrer Vollendung.

Obwohl die Kontraktions- oder Schrumpfungstheorie die Bildung der Gebirge überaus einheitlich und anschaulich erklärt, so befriedigt sie doch nicht in allen Punkten. Nach Sueß schließt sie Hebung ohne Faltung aus. Ferner ist sie schwer mit der Erscheinung der disjunktiven Dislokation in Einklang zu bringen und das periodische Auftreten der Faltung entspricht nicht der stetig wirksamen Wärmeausstrahlung der Erde. Endlich ist auch bestritten worden, daß der Betrag der Einschrumpfung ausreicht, die vorhandenen gewaltigen Störungen der Erdkruste hervorzurufen, zumal die Wärmeausstrahlung durch die bei der Verdichtung der Erdmasse freiwerdende Wärme sicher zu einem Teil ausgeglichen wird.

Unter den neueren Theorien hat zunächst die thermische Theorie von M. Reade allgemeinere Beachtung gefunden. Nach ihr ist die Gebirgs-

bildung ein Produkt der durch Temperaturschwankungen im Magma hervorgerufenen Volumenveränderungen, die in Expansionen und Kontraktionen bestehen. Die Expansionen werden erzeugt durch Temperaturerhöhungen in den tieferen Schichten infolge des Druckes aufgelagerter Sedimente. Sie führen zur Faltung. Die dann einsetzende Abkühlung bewirkte eine Kontraktion, mit der die Bildung von Spalten verbunden war, an denen Teile der Erdkruste absinken mußten.

Auf die Druckwirkung in großer Mächtigkeit abgelagerter Sedimente stützt sich auch die isostatische Theorie der Gebirgsbildung von Dutton. Durch die Sedimente werden in den Meeresbecken die tieferen Gesteinsmassen belastet, während gleichzeitig infolge der Abtragung die aufragenden Festländer erleichtert werden. Das bedingt in den Meeresbecken eine Tendenz zum Absinken, auf den Festländern eine solche zur Hebung. Unter den Meeresbecken werden aber dadurch die plastischen Gesteinsmassen zur Seite gegen die Festländer gedrängt, an denen sie sich stauen und schließlich emporfalten.

Die Bildung der Überschiebungsdecken will A. Penck als ein Gleitphänomen erklären. Die aufgefaltete und gehobene Gesteinsmasse ist danach in eine Senke abgerutscht und dort gestaut und gefaltet worden.

Literatur:

Albert Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. — Basel, 1878.

Eduard Sueß, Die Entstehung der Alpen. — Wien, 1875.

— Das Antlitz der Erde. — Wien, 1885—1909.

De Margerie und Heim, Die Dislokationen der Erdrinde. — Zürich, 1888.

F. v. Richthofen, Geomorphologische Studien aus Ostasien. — Sitz.-Ber. d. Akad., Berlin, 1900 u. f.

O. Wilckens, Grundzüge der tektonischen Geologie. — Jena, 1912.

Vulkanische Erscheinungen.

Als vulkanische Erscheinungen gelten alle Vorgänge auf der Erde, die Zeugen eines heißflüssigen Magmas in den tieferen Schichten der Erdkruste sind. Es gehören dazu die wirklichen Vulkane sowie heiße Quellen, Dampf- und Schlammausbrüche.

Die Vulkane treten einmal als gleichmäßige Aufschüttung feuerflüssiger Massen auf; man bezeichnet sie dann als massige, homogene oder auch Dom-Vulkane (Fig. 62). Sie sind meist einmalige Ergüsse des Magmas. In der Gegenwart kommen sie nur selten vor, dagegen stellen viele Eruptivmassen früherer Erdperioden solche homogene Vulkane dar, unter anderem sind auch die Lakkolithe derartige Bildungen.

Die heutigen Vulkane sind vorwiegend geschichtete oder Strato-Vulkane (Fig. 63); sie erscheinen in der Form aufgeschütteter Kegel mit einer Öffnung, dem Krater, an der Spitze. Der Vesuv gilt als Typus dieser Vulkanberge. Die Ausbrüche erfolgen intermittierend, wiederholen sich also nach Perioden der Ruhe, meist in plötzlichen Explosionen, sogenannten Paroxysmen. Die Auswurfsprodukte sind neben Gasen und Dämpfen Aschen, welche später unter dem Einflusse des Regenwassers zu Tuff verkitten, ferner Sand, Lapilli, Blöcke und Bomben und glühendflüssige Lava. Die ausgeworfenen Massen lagern sich zum Teil unmittelbar um den Krater ab und bilden so den Berg. Solche Stratovulkane hat es sicher auch in früheren Erdperioden gegeben, sie sind aber der Denudation und Erosion zum Opfer gefallen.



Fig. 62.

Stübel unterscheidet monogene, durch einen einmaligen Ausbruch und polygene, durch wiederholte, von Ruhepausen unterbrochene Eruptionen entstandene Vulkane. Doch beruht diese Einteilung lediglich auf der subjektiven Anschauung Stübels vom Vulkanismus und hat darum nicht allgemeine Anerkennung gefunden.

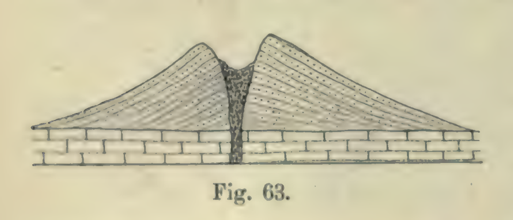


Fig. 63.

Supan gliedert die Vulkane in aufgesetzte, zu denen alle durch Oberflächeneruption erzeugten Vulkanberge gehören, und in aufgedeckte, die erst durch die Abtragung an die Oberfläche gekommen sind. Die letzteren sind durchweg homogene, während bei den ersteren die Stratovulkane überwiegen. Indes sind auch unter ihnen homogene Bildungen vorhanden. Bei der Montagne Pelée auf Martinique hat sich vor unseren Augen eine solche homogene Kuppe gebildet.

Nicht bei allen vulkanischen Ausbrüchen kommt es zur Bildung von Bergen. Bisweilen wird bei einmaliger Eruption die Gesteinsdecke nur durchschlagen, aber es dringt kein Magma hervor, die Eruptionskanäle füllen sich wieder mit dem Trümmergestein und damit ist die vulkanische Tätigkeit erloschen. Branca bezeichnet diese Formen des Vulkanismus die sich in großer Anzahl im Schwäbischen Jura finden, als Vulkanembryonen. An der Oberfläche entstehen dadurch runde Löcher, in denen sich häufig das Wasser ansammelt, dann Maare genannt.

Die Tätigkeit eines Vulkans beginnt im allgemeinen mit starken Aushauchungen von Rauch und Gas, darauf folgen Ausbrüche von lockerem Gesteinsmaterial, häufig von Erschütterung des Bodens, Erdbeben, begleitet, und schließlich quillt Lava hervor. Diese durchbricht auch die Gehänge des Vulkans, so daß zugleich an mehreren Stellen Lavaergüsse stattfinden. Es bilden sich dann neben dem Gipfel- oder Hauptkrater noch zahlreiche seitliche Vulkankegel, z. B. bei dem Ätna.

Magmamassen treten aber keineswegs immer zutage. Bei einigen Eruptionen erfolgte nur eine einzig gewaltige Dampfexplosion, mit der ein ganzer Vulkan in die Luft gesprengt wurde, entweder wie bei dem Krakatau 1883 und bei dem Tarawera auf Neuseeland zugleich mit Auswürfen von Asche und Bimsstein oder wie bei dem Bandaisan in Japan 1888 auch ohne diese.

Eine eigenartige Form vulkanischer Tätigkeit zeigt der Stromboli in den Äolischen Inseln, der lange Zeit hindurch gleichmäßig lockeres Material ohne Lavaergüsse auswirft. Nicht minder seltsam ist der Kilauea auf den Hawaiischen Inseln, ein kraterähnlicher Kessel an den Gehängen des Mauna Loa, in dem sich Seen flüssiger Lava finden. Interessante Vorgänge zeigte auch der Ausbruch der Montagne Pelée auf Martinique 1902. Aus einer Lücke ihres Kraters wälzte sich eine heiße aus Gasen und Asche bestehende Wolke abwärts und zerstörte in wenigen Minuten die Stadt St. Pierre und eine ähnliche Erscheinung trat bei dem gleichzeitigen Ausbruch auf St. Vincent ein.

Die bei den Eruptionen hervorquellende Lava strömt als eine zähflüssige Masse talabwärts, sie erkaltet dabei an der Oberfläche schnell, bleibt aber im Innern noch lange heiß und flüssig, wodurch ein sehr langes Fließen ermöglicht wird, namentlich wenn immer neue Massen aus der Krateröffnung ausbrechen. Doch bei dem Ausbruch der Montagne Pelée trat auch in dieser Beziehung eine vorher unbekannte Erscheinung ein. Die Lava türmte sich im Krater zu einem gewaltigen Kegel auf, aus dem sich später noch eine spitze Felsnadel bis zu bedeutender Höhe erhob.

Die flüssigen Magmamassen der Vulkane sind meist von ganz verschiedener Beschaffenheit; man unterscheidet saure oder trachytische und basische oder basaltische Laven. Die ersteren haben einen größeren Gehalt an Kieselsäure. Selbst bei gleichzeitigen Eruptionen verschiedener Vulkane sind die Laven keineswegs gleichartig.

Unter den Gasen, die bei den Eruptionen ausströmen, ist das wichtigste zweifellos der Wasserdampf, dazu kommen noch Gase von Chlor-, Fluor- und Stickstoffverbindungen sowie Kohlenwasserstoffe.

Auch nach Beendigung der Eruption strömen noch Gase und Dämpfe aus dem Boden; sie bilden die sog. Fumarolen, oder wenn sie aus Schwefelwasserstoff und schwefliger Säure bestehen, Solfataren und aus Kohlensäure, Mofetten. Man faßt diese Erscheinung als Solfatarentätigkeit zusammen.

Häufig bilden sich bei vulkanischen Ausbrüchen in Spalten des Bodens Schlammassen, die dann mit den Gasen zugleich ausgeworfen werden, als Schlammsprudel, Schlammvulkane oder Salsen bezeichnet. Sie erfolgen immer unter hoher Temperatur. Es gibt aber auch kalte Schlammsprudel. Diese sind nicht vulkanischen Ursprungs, sondern entstehen im Bereiche starker Sedimentablagerungen infolge der Zersetzung organischer Substanzen. Die bekanntesten kalten Schlammsprudel sind die Mud-Lumps im Mississippi-Delta.

Mit der Solfatarentätigkeit beginnt das Erlöschen der Vulkane; es treten Ruheperioden ein. Diese dauern oft Jahrhunderte an. Als völlig erloschen dürfen wir nach Supan nur solche Vulkane bezeichnen, die seit Menschengedenken überhaupt nicht tätig gewesen sind und einem vulkanischen Gebiete angehören, das niemals vulkanische Eruptionen gezeigt hat.

Jeder Vulkan unterliegt nach seiner Bildung sofort der Abtragung durch die exogenen Kräfte. Die Regenbäche graben in seine Gehänge tiefe Furchen ein, die radial vom Gipfel nach dem Fuße verlaufen. In diese Rinnen ergießen sich bei neuen Ausbrüchen die Lavamassen und bilden ausgedehnte Ströme, die bei weiterer Erosion infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit als Rücken hervortreten. Der Kraterkessel bleibt oft noch lange bestehen, er bildet eine Kaldera, die noch völlig die ursprüngliche Form des Kraters zeigt, oder durch Erosion noch vertieft und erweitert ist. Durch eine tiefer eingeschnittene Erosionsrinne, einen Barranco, hat der Kessel nicht selten Abfluß nach außen erhalten.

In dem erloschenen Krater setzt nach langer Ruhe zuweilen die vulkanische Tätigkeit wieder ein, es bildet sich ein neuer Vulkankegel im Rahmen des alten Kraters. Der heutige Vesuv gilt als eine solche Bildung, die ihn wallartig umgebende Somma wird als der Rest eines älteren Tuffkegels angesehen. Typische Beispiele dafür finden sich auf der Azoreninsel Saõ Miguel.

Die erneuten Eruptionen brechen aber auch in der unmittelbaren Umgebung der älteren durch. Dadurch reihen sich oft auf kleinem Raum Vulkan an Vulkan, wie es die Phlegräischen Felder bei Neapel und der Isthmus von Auckland zeigen. Durch eine solche Häufung von

Eruptionsstellen sind die vulkanischen Kuppengebirge (Eifel, Siebengebirge, Böhmisches Mittelgebirge) entstanden.

In ihrer geographischen Verbreitung zeigen die Vulkane gewisse allgemeine Gesetzmäßigkeiten. Zunächst treten sie nur selten isoliert auf, meist sind sie zu größeren Gruppen oder Reihen angeordnet. Leopold von Buch unterschied darum auch Zentral- oder Einzelvulkane und Reihenvulkane. Die letzteren begleiten die großen Leitlinien im Baue der Erdoberfläche, also die Küsten, die Gebirgsränder, die Innenseiten von Faltungsgebirgen, die Bruchzonen und Grabenversenkungen. Am häufigsten finden wir Vulkane an den Küsten oder wenigstens nahe dem Meere. Vielfach liegen sie auch ganz im Meere als isolierte Inseln. Hier bilden sich infolge unterseeischer Eruptionen auch nur vorübergehend Inseln, wie bei Santorin die Inseln Georgios und Aphroessa und bei Sizilien die Insel Ferdinandea. Inmitten der Kontinente sind Vulkane nur vereinzelt anzutreffen.

Die zahlreichsten Vulkane finden wir in der Umgebung des Pazifischen Ozeans. Etwa $^3/_4$ sämtlicher tätigen Vulkane der Erde fallen auf dieses Gebiet. Der große Gürtel feuerspeiender Berge beginnt im Süden auf Neuseeland, setzt sich dann fort auf den Fidschiinseln, den Neuen Hebriden und den Salomonsinseln. Über Neuguinea gelangen wir zu dem größten Vulkanherde der Erde, zu der Sundaregion. Nach Norden führt der Vulkangürtel über die Molukken und Philippinen nach Ostasien, das an seiner ganzen Küste bis zur Beringstraße von Feuerschlünden begleitet wird, so auf Formosa, den Liukiu- und den japanischen Inseln, ferner auf den Kurilen und der Halbinsel Kamtschatka.

Die Vulkankette der Aleuten verknüpft die asiatischen mit den amerikanischen Feuerherden. Die große amerikanische Gebirgsmauer, die den Pazifischen Ozean bis zur äußersten Südspitze des Kontinents hin begrenzt, ist auf ihrer ganzen Erstreckung reich an Vulkanen, die vielfach dem Gebirge parasitisch aufgesetzt sind. Das Kaskadengebirge, die Sierra Nevada und das Felsengebirge weisen alle Riesenvulkane auf. Besonders reich an Feuerschlünden ist das Hochland von Mexiko und Zentralamerika. Auch die westindischen Inseln tragen Feuerberge. Sehr zahlreich treten diese dann wieder auf der Kette der südamerikanischen Anden auf. Noch über die Feuerlandsinseln hinaus beobachten wir Zeugen des Vulkanismus. Auf dem antarktischen Viktoria-Land erheben sich die beiden mächtigen Vulkane Erebus und Terror.

Auch auf der weiten Fläche des Stillen Ozeans finden sich einzelne

Feuerberge, so auf den Galapagosinseln, den Sandwichinseln und mehreren Inseln Polynesiens.

Weniger reich an Vulkanen sind dagegen der Indische und der Atlantische Ozean. Im letzteren bilden Jan Mayen, Island, die Azoren die kanarischen und kapverdischen Inseln, sowie Westindien die wichtigsten Feuerherde.

Endlich zeigt auch noch das europäische Mittelmeer überall Spuren lebhafter vulkanischer Tätigkeit. Die bekanntesten Feuerberge sind hier Vesuv, Ätna, Stromboli und Volcano, Epomeo und Santorin.

Im Innern der Festlande kennen wir nur die mandschurischen Vulkane, die Vulkane am Rande des ostafrikanischen Grabens und einige noch wenig sicher erforschte Feuerberge im zentralasiatischen Hochlande.

Die theoretische Erklärung des Vulkanismus hat sich einmal mit dem Ursprung des Magmas und sodann mit der Ursache des Auftriebes dieser zu befassen. Die Theorien gründen sich überwiegend auf die Annahme des Vorhandenseins eines feuerflüssigen Magmas im Erdinnern. Darauf baute sich unter anderem auch die alte Hebungstheorie auf, welche noch von Alexander von Humboldt und Leopold von Buch vertreten wurde. Nach ihr sind die Vulkane gleichsam die Sicherheitsventile für die siedenden Massen in der Tiefe der Erde. Der Auftrieb der feuerflüssigen Massen wurde später auf Einwirkungen des von den Meeren in das Gestein eindringenden Wassers zurückgeführt; dieses soll sich in größerer Tiefe in Dampf umwandeln und durch seine Spannkraft den feurigflüssigen Gesteinsmassen den Weg zur Oberfläche bahnen. Die tatsächliche Lage vieler Vulkane fern vom Meere sowie die relative Seltenheit der Eruptionen nahe der Küste sprechen freilich gegen diese Anschauung.

An die Kant-Laplacesche Hypothese von der Entstehung der Erde knüpft die von Stübel aufgestellte Theorie an. Der feuerflüssige Erdball bedeckte sich zunächst mit einer Erstarrungsrinde. Diese wurde aber noch vom inneren Magma durchbrochen, das sich in Decken und Strömen über sie ausbreitete und dadurch eine mächtige von Magma und erstarrtem Gestein gebildete neue Rinde schuf, die Stübel als Panzerung bezeichnete. Durch die exogenen Kräfte entstanden auf ihr die Schichtgesteine. Innerhalb des Panzers blieben noch magmatische Massen als peripherische Herde zurück, in ihnen wurzeln die oberflächlichen Lavaergüsse. Die Ursache des Ausbruchs dieser Herde sollte nach seiner Ansicht eine Volumenvermehrung des Magmas während der Erkaltung sein, die für einige Metalle auch experimentell festgestellt war. Für viele Gesteinsarten, z. B. Silitkatgesteine, ist aber dieser Vorgang nicht nachgewiesen. In neuerer

Zeit hat nun Tammann gezeigt, daß bei verschiedenen Körpern tatsächlich unter starker Zunahme des Druckes der Schmelzpunkt sich erniedrigt und zugleich der Körper im flüssigen Zustand ein kleineres Volumen einnimmt als im festen. Darnach könnte in der Tat in größeren Tiefen mit der Erstarrung eine Ausdehnung wie sie Stübel fordert, verbunden sein.

Nach anderen Geologen ist die Ursache des Auftriebs in der Gasentwicklung, die sich im Magma selbst vollzieht, zu suchen; sie fassen den Vulkanismus als einen Teil des Entgasungsprozesses des Erdinnern auf. Die ausstoßende, explosive Kraft sollen die Gase erhalten durch eine Verminderung des Druckes, die durch die endogenen Vorgänge in der Erdkruste bedingt wird. Das führt uns zu den Theorien, die wir als nichtmagmatische oder als mechanische bezeichnen wollen. Nach ihnen sind die Eruptionen an die tektonischen Linien der Erdrinde gebunden, was mit ihrer geographischen Verbreitung im Einklang steht. Die in der Tiefe lagernden Massen befinden sich stets unter einem sehr hohen Drucke, sind darum vermutlich starr, aber sehr heiß. Der hohe Druck wird nun aufgehoben, wenn Brüche bis in größere Tiefen gelangen. Infolge der Druckverminderung verflüssigen sich die Gesteinsmassen und es entwickeln sich die Gase, die dann die überliegende Gesteinsdecke durchsprengen und dem Magma einen Weg zur Oberfläche öffnen. Der Vulkanismus ist darnach nur eine Begleiterscheinung der großen Bewegungen der Erdkruste, welche die Kontinente und die Gebirge der Erde schaffen.

Die Frage nach dem Sitz des Lavaherdes bleibt bei dieser Theorie zunächst unberührt. Aus der hohen Temperatur der Lava und der ungeheuren Gewalt der Eruptionen kann man nur auf große Tiefe schließen, in der sich die vermuteten mechanischen Vorgänge vollziehen. In dieser dürften aber die magmatischen Massen schon einen sehr einheitlichen Charakter haben und keineswegs räumlich eng begrenzte Herde sein. Für einen einheitlicheren Ursprung der Lava spricht auch die durch neuere Untersuchungen festgestellte Tatsache, daß zwar die hervorquellenden Laven sehr verschiedenartig sind, aber doch auch in ihrer Zusammensetzung viel Gemeinsames zeigen. Nach Becke können alle vulkanischen Gesteine inbezug auf ihre chemische Beschaffenheit zwei großen Gruppen untergeordnet werden, der atlantischen und der pazifischen Gruppe.

Zu den vulkanischen Erscheinungen stehen die heißen Quellen oder Thermen in naher Beziehung. Als solche betrachtet man alle Quellen mit merklich warmem Wasser, also etwa mit einer Temperatur von 25—30° an. Sie entstehen vermutlich durch Dampf- oder hydrostatischen Druck, der

das in der Tiefe erhitzte Wasser aus Spalten des Gesteins zur Oberfläche treibt. Auf dem Wege zur Oberfläche nehmen die Wasser aus dem Gestein eine Menge löslicher Stoffe auf, so daß solche Thermen nur selten reines Wasser liefern. Während man die heißen Quellen mit reinem Wasser indifferente Thermen nennt, heißen die zahlreichen anderen je nach ihrer chemischen Beschaffenheit alkalische, Schwefel- und Halo-Thermen.

Über den Ursprung des Wassers sind die Ansichten geteilt. Nach E. Sueß haben wir es in den Thermen mit juvenilen Quellen zu tun, sie entstammen den Tiefen der Erde, stehen also in enger Beziehung zu den vulkanischen Vorgängen und bilden einen Teil des Entgasungsprozesses des Erdinnern.

Zu den vulkanischen Erscheinungen sind auch die Geiser zu rechnen, intermittierende heiße Quellen, die meist sehr reich an Kieselsäuregehalt sind, der sich als Sinter um die brunnenartige Quellöffnung absetzt.

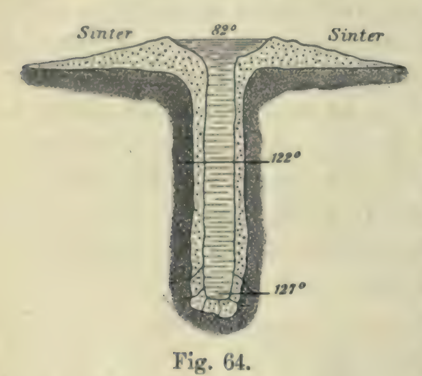


Fig. 64.

Solche intermittierende heiße Sprinquellen sind zuerst auf Island genauer beobachtet worden. Von dem Großen Geiser auf Island ist dann der Name auf alle derartige Quellen übertragen worden. Die zahlreichsten Geiser finden sich am oberen Yellowstone im Felsengebirge Nordamerikas, wo sie in den mannigfaltigsten Formen auftreten. Auch die Nordinsel Neuseelands besitzt eine Menge heißer Springquellen.

Die Ursache aller dieser Heißwasserausbrüche ist zweifellos eine starke Dampfentwicklung, die sich in dem Quellkanale vollzieht. Der Große Geiser auf Island besteht aus einem flachen Becken, das in einem zylindrischen Kanal endet (Fig. 64). In diesem sammelt sich das Wasser, das vor dem Ausbruch auch das ganze obere Becken ausfüllt. Das Wasser im Kanal steht dann unter dem Drucke der oberen Schichten. Es wird also mit der Tiefe sein Siedepunkt stetig erhöht. Von unten strömen nun immer wärmere Wasser auf, die bald das Wasser an einer Stelle, die nach Bunsen in der Mitte des Kanals liegt, über den Siedepunkt erhitzen, so daß dieses sich in Dampf verwandelt und nun die Explosion bewirkt. Die Ergebnisse der Temperaturmessungen von Coles entsprechen dieser von Bunsen aufgestellten Theorie, die damit freilich nur für jenen Springquell Bestätigung gefunden hat. Das Wasser zeigt danach vor

dem Ausbruche unten 127° und in der Mitte des Kanals 122°. Das ist etwa die Siedetemperatur an dieser Stelle.

Ihre Zugehörigkeit zu den vulkanischen Erscheinungen geben die heißen Quellen dadurch deutlich zu erkennen, daß sie sich hauptsächlich in vulkanischen Gebieten finden, entweder in unmittelbarer Nähe noch tätiger Vulkane oder in solchen Ländern, in denen einst Vulkanismus bestanden hat. Doch treten sie auch in stark disloziertem Gestein auf, werden also vermutlich wie der Vulkanismus auch durch mechanische Vorgänge erzeugt.

Literatur:
Poulett Scrope, Über Vulkane. Deutsch von A. v. Klöden. — Berlin, 1872.
C. W. Fuchs, Vulkane und Erdbeben. — Leipzig, 1875.
F. v. Wolff, Der Vulkanismus. I. Bd. — Stuttgart, 1913.

Erdbeben.

Die Erde erbebt fast ununterbrochen, aber zumeist sind es ganz geringe Bewegungen, die durch den Wind, durch Luftdruckveränderungen oder lokale Erschütterungen hervorgerufen werden. Von diesen leichten Erzitterungen oder Pulsationen sind die eigentlichen Erdbeben, die seismischen Erschütterungen, zu unterscheiden; bei ihnen handelt es sich um Vorgänge innerhalb der Erdkruste, um endogene Bewegungen. Je nachdem sie als wirkliche Erdstöße oder Erdbeben auftreten oder nur durch empfindliche Instrumente nachweisbar sind, werden sie als makroseismische oder mikroseismische Erscheinungen bezeichnet.

Diese Bodenbewegungen sind Elastizitätswellen in dem elastischen starren Erdkörper. Bewegt sich das Bodenteilchen in der Fortpflanzungsrichtung der Bewegung, so haben wir es mit fortschreitenden oder longitudinalen, bewegt es sich senkrecht dazu, mit transversalen Wellen zu tun. Die Zeit, innerhalb der die Vor- und Rückwärtsbewegung erfolgt, ist die Periode, die größte Verschiebung des Teilchens, die Amplitude der Erdbebenwelle.

Die Erdbeben treten sowohl vereinzelt auf, wie bei Lissabon 1755 oder auf Ischia bei Neapel 1881 und 1883, als auch in kurzer Folge hintereinander in der Form von ganzen Schwärmen oder Perioden wie zu Großgerau von 1869—1873 oder in der Provinz Phokis in Griechenland 1870. Vielfach sind die Erschütterungen auch nur auf einen kleinen Raum beschränkt, dagegen dehnen sich andere Erdbeben fast über die ganze Erde aus. Die Dauer der Erschütterung beträgt meist nur wenige

Sekunden, doch vergehen immerhin Minuten, ehe das Erzittern des Bodens ganz aufhört.

Die Bewegung geht entweder von einem Punkte aus und verbreitet sich von dort nach allen Seiten, es herrscht ein zentrales Beben, oder sie schreitet auf einer Linie fort, dann ist es ein lineares Beben. Je nach der Richtung zum Streichen der Schichten oder der Gebirge unterscheiden wir unter diesen Längs- oder Querbeben. Die Art der Ausbreitung wird veranschaulicht durch die Homoseisten, die man erhält, indem man die Orte gleichzeitiger Erschütterung miteinander verbindet. Werden gleichzeitig weite Flächen in Bewegung gesetzt, so spricht man von Flächenbeben. Innerhalb der Erschütterungsgebiete bleiben auch Flächen unberührt von der Bewegung; solche Stellen heißen Erdbebenbrücken oder Erdbebeninseln. Zuweilen treten in völlig voneinander getrennten Gegenden gleichzeitig Erdbeben ein. Man bezeichnet sie als Simultanbeben oder auch Relaisbeben, wenn das eine durch das andere hervorgerufen ist.

Durch die Feststellung der Homoseisten erhält man den Ort, von dem die Erschütterung ausgegangen ist, den Herd des Bebens. Dieser liegt nicht an der Oberfläche der Erde, sondern in einer gewissen Tiefe. Den oberflächlichen Ausgangspunkt nennt man das Epizentrum des Bebens, den wahren Ursprungsort das Zentrum oder Hypozentrum.

Vom Hypozentrum geht das Erdbeben aus. (Fig. 65) Es äußert sich im Epizentrum in einer einmaligen stoßförmigen oder sukkussorischen Bewegung. Eine solche beobachten wir auch in der Umgebung des Epizentrums, in dem Erdbebenkern, der sich erstreckt bis zu der Stelle, wo der Winkel, unter dem der Stoßstrahl die Oberfläche erreicht, der sogenannte Emersionswinkel, noch 45° beträgt. Vom Epizentrum verbreitet sich dann das Beben als Oberflächenwellen, die in der Innenzone als Nahebeben auch als wellenförmige oder undulatorische Bewegungen verspürt werden. Den stärkeren Wellen gehen leichtere Erzitterungen voraus. In einer Entfernung von mehr als 1000 km beginnt die Außenzone, die Bewegung tritt nur noch als mikroseismische auf. Bei einem solchen Fernbeben wird die Hauptstörung von einer Vor- und Nachstörung begleitet (Fig. 65, *V* u. *N*).

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Beben ergibt sich aus dem Zeitunterschiede des Eintritts der Bewegung an den verschiedenen Orten. Sie ist zunächst abhängig von der Beschaffenheit des Bodens. In lockerem Geröll verlangsamt die Bewegung und wird zugleich abgeschwächt, in festem Gestein schreitet sie umso schneller vorwärts, je dich-

ter das Gestein ist, und bleibt nahezu ungeschwächt. Sodann erfolgt die Fortpflanzung sehr verschieden schnell bei der Vorstörung und der Hauptstörung. Bei der letzteren ergibt sich eine nahezu konstante Geschwindigkeit von 3,5 bis 4 km in der Sekunde, bei der ersteren nimmt sie mit der Entfernung vom Epizentrum immer mehr zu. Daraus muß man schließen, daß die Hauptstörung durch Oberflächenwellen, die Vorstörung dagegen durch Wellen, die durch das Innere der Erde fortschreiten, durch Kugel- oder Erdwellen erzeugt werden. Diese pflanzen sich nach der Theorie von A. Schmidt exzentrisch fort, nach dem Innern der Erde mit der zunehmenden Dichte und Elastizität schneller. Die vom Zentrum ausgehenden Stoßstrahlen erfahren dabei infolge der Änderung der Dichte der Schichten eine Brechung. Weg und Art der Erdbebenwellen veranschaulicht uns nach A. Sieberg die beistehende Figur (65), in der die Art der Bewegung an der Erdoberfläche durch die von den Beobachtungsinstrumenten aufgezeichneten Diagramme wiedergegeben ist.

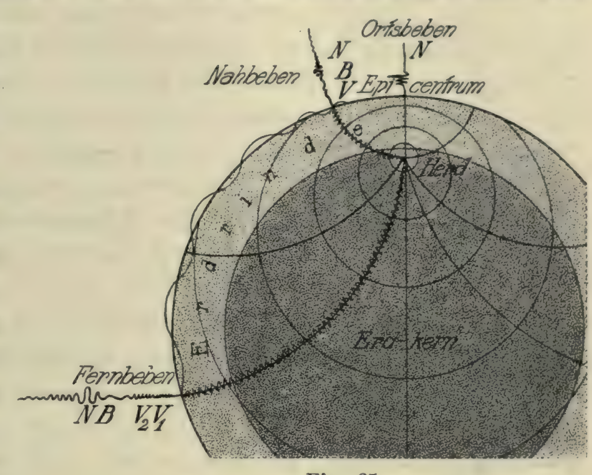


Fig. 65.

Die Lage des Erdbebenherdes wurde früher nach Mallet durch die Richtung des Stoßes, nach Seebach durch die Zeit des Eintritts ermittelt. Jetzt liefern die Diagramme der Fernbeben gute Hilfsmittel, die Lage des Epizentrums zu bestimmen. Zur genauen Feststellung sind allerdings die Diagamme von wenigstens 3 Stationen notwendig.

Die Intensität der Bewegung wird nach ihren Wirkungen geschätzt. Als Grundlage dafür dient die Rossi-Forelsche Skala, die nach der Wirkung des Stoßes 10 Grade der Intensität unterscheidet. Doch ist dabei zu beachten, daß der Grad der Erdbebenstörung auch von der Beschaffenheit des Bodens und der Stellung der gestörten Gegenstände (Häuser, Türme usw.) abhängig ist. So sind im allgemeinen Erdbeben in lockerem Boden von viel stärkerer Wirkung als in festem. In neuerer Zeit hat man versucht, für die Stärke der Erdbeben ein absolutes Maß

einzuführen, das sich auf die Beobachtungsergebnisse der modernen Erdbebenmesser stützt. Die Verbreitung der Erdbeben nach ihrer Intensität hat man durch Isoseisten, d. s. Linien gleicher Intensität, dargestellt. Das Areal stärkster Erschütterung heißt das pleistoseiste.

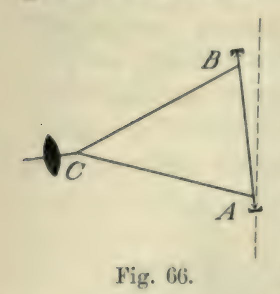


Fig. 66.

Heute dienen für die Erdbebenbeobachtung allgemein zuverlässige Instrumente, Seismometer oder, weil sie die Bewegungen selbsttätig aufzeichnen, Seismographen genannt. Sie haben eine sehr verschiedene Konstruktion, sind aber vorwiegend so gebaut, daß sie sowohl die Richtung des Stoßes wie die Zeit seines Eintritts angeben. Die modernsten Instrumente beruhen im wesentlichen auf der Anwendung schwerer oder beschwerter Pendel in horizontaler oder vertikaler Aufstellung, die relativ in Ruhe bleiben, während die Umgebung bewegt wird. Die Bewegungen bei einem Erdbeben lassen sich in drei Komponenten zerlegen, nämlich in die horizontale, die wieder in zwei senkrechte Richtungen (N—S und O—W) zerfällt, und die vertikale Komponente. Für die Bestimmung der ersteren benutzte man namentlich das Horizontalpendel (Fig. 66); es besteht aus einem dreieckigen Gestänge (*ABC*), das am Scheitel mit einem Gewichte beschwert ist und mit der Basis (*AB*) wie ein etwas geneigtes Türchen in Angeln aufgehängt wird. Überaus empfindlich ist das astatische oder umgekehrte Pendelseismometer von Wiechert, (Fig. 67), bei dem eine schwere Eisenmasse (*M*) (über 1000 kg schwer) auf einer Spitze (*S*) aufgestellt ist und durch Federn (*F*) im labilen Gleichgewicht gehalten wird. Zur Ermittelung der Vertikalkomponente dient ein schweres Gewicht, das an einer horizontalen federnden Eisenstange befestigt ist.

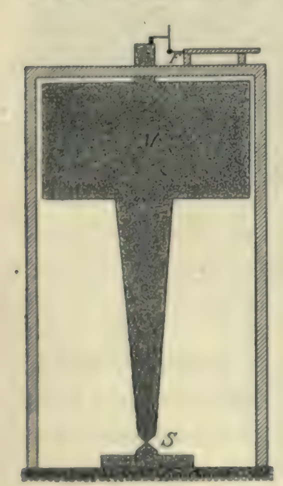


Fig. 67.

Als Begleiterscheinungen der Erdbeben bilden sich vielfach Risse und Spalten im Boden, ferner entstehen trichterförmige Öffnungen und Sandvulkane, weiter treten Bodensenkungen sowie auch Bergschlipfe und Bergstürze ein und schließlich werden gleichzeitig unterirdische Geräusche bemerkbar. Erfolgt die Erschütterung der Erde unter dem Meeresboden, so wird die ganze Wassermasse des Meeres bewegt, es

kommt zur Bildung eines Seebebens, das sich oberflächlich in einer mächtigen Welle äußert, der Seebebenwelle, die sich über den Ozean von einer Küste zur andern fortsetzt.

Von Erdbeben werden nur bestimmte Gebiete der Erde heimgesucht. Erdbebenreich sind namentlich alle Länder mit jüngerer Gebirgstätigkeit, wie die Alpen, die Küstenländer des Mittelländischen Meeres, Kaukasien, Japan, die austral-asiatische Inselwelt, Zentralamerika und Chile. Erdbebenarm sind dagegen alle älteren Gebirge und Erdschollen, wie Rußland, das sibirische Tiefland, Norddeutschland, Afrika und Brasilien.

Die Verbreitung der Erdbeben lehrt uns, daß auch diese Erscheinung der Erde in engster Beziehung zu dem Baue des Bodens steht. Auch sie sind an die großen Leitlinien der Erde gebunden und fallen nicht selten mit Verwerfungen in sogenannten Stoß- oder Schütterlinien zusammen. Man bezeichnet solche Erdbeben als tektonische oder Dislokations-Beben; sie werden einmal durch Bewegungen der Erdschollen längs der Brüche, sodann aber vermutlich auch durch Wirkungen des Magmas im Erdinnern verursacht.

Außerdem beobachten wir Erschütterungen des Bodens bei Beginn und während eines vulkanischen Ausbruches. Diese vulkanischen Beben sind im allgemeinen auf kleinere Flächen beschränkt, während die tektonischen die größte Ausbreitung erfahren.

Völlig lokaler Natur sind diejenigen Beben, die durch plötzliche Erschütterung des Bodens infolge eines Bergsturzes oder eines Zusammenbruches unterirdischer Hohlräume entstehen. Solche Einsturzbeben finden wir namentlich in jüngeren Gebirgsbildungen oder in Kalkgebirgen mit starker unterirdischer Wassertätigkeit, wie z. B. im Karst. Sie treten auch häufig in Bergbaubezirken infolge der Unterwühlung des Bodens sowie der künstlichen Wasserentziehung auf.

Literatur:

W. Branca, Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. — Berlin, 1902.

R. Hoernes, Erdbebenkunde. — Leipzig, 1893.

A. Sieberg, Handbuch der Erdbebenkunde. — Braunschweig, 1904.

W. H. Hobbs, Erdbeben. (Übersetzt von J. Ruska). — Leipzig, 1910.

Die exogenen Kräfte.

Die Arbeit der exogenen Kräfte beginnt mit der Verwitterung des Gesteines. Das verwitterte Gesteinsmaterial wird dann durch den Wind, die Atmosphärilien und das fließende Wasser abgetragen, ein Vorgang,

den man als Denudation bezeichnet. Weiter führen das fließende Wasser und Eis den lockeren Schutt fort, sie bewirken die Ablation. Gleichzeitig reiben sie mit dem transportierten Gesteinsmateriale den Boden ab, sie schaffen die Korrasion. Ablation und Korrasion bilden zusammen die Erosion. Supan faßt die Zerstörung des Gesteins und die Abtragung oder Abfuhr in dem Begriff Destruktion zusammen.

Das fortgetragene Material wird an anderer Stelle wieder abgelagert. Die Wirkungen der exogenen Kräfte bestehen also im wesentlichen in der Zerstörung, der Abtragung oder Fortführung und der Ablagerung des Gesteinsmaterials. An dieser Arbeit sind die atmosphärischen Kräfte, das Wasser und die Organismen beteiligt.

Verwitterung und Denudation.

Die Verwitterung ist die Auflockerung und Zertrümmerung des Gesteins. Man unterscheidet eine mechanische und eine chemische Verwitterung. Die erstere besteht in einem Zerfall des Gesteins, ohne daß dieses sich in seiner stofflichen Zusammensetzung verändert. Die vorhandenen Spalten und Fugen werden durch die Wirkung physikalischer Vorgänge erweitert. Diese sind hauptsächlich thermische. Durch den Wechsel der Temperatur wird das Gestein an der Oberfläche fortwährend einer Volumenänderung unterworfen, es dehnt sich bei höherer Temperatur aus und zieht sich umgekehrt bei Abkühlung zusammen. Dieser Wechsel wird weiter noch gefördert durch Änderungen im Feuchtigkeitsgehalte des Gesteins. Auch sie bewirken Vergrößerungen und Verminderungen des Volumens. Endlich arbeitet das frei in den Gesteinsfugen sich bewegende Wasser ebenfalls an der Zertrümmerung, namentlich in dem Zustande des Gefrierens, womit eine erhebliche Ausdehnung verbunden ist. In Gegenden, in denen die Temperatur häufig um 0° spielt, also auf allen höheren Gebirgen, ist daher die mechanische Zertrümmerung des Gesteins sehr groß.

Die chemische Verwitterung besteht in einer wirklichen Zersetzung des Felsens. Die Lösung des Gesteins oder eines Teiles dieses wird unmittelbar durch das Wasser oder durch Säuren, die in dem Wasser in kleinen Mengen enthalten sind, bewirkt. Die Säuren entstammen hauptsächlich der Luft; es ist vorwiegend Kohlensäure und Salpetersäure. Wenn die Zerstörung unmittelbar durch die chemische Reaktion des Wassers bewirkt wird, spricht man nach Roth von einer einfachen Verwitterung. Meist ist aber der Vorgang ein überaus verwickelter, so-

daß er sich im einzelnen gar nicht verfolgen läßt. In diesem Falle handelt es sich nach Roth um die komplizierte Verwitterung. Eine wesentliche Rolle spielt dabei wieder das Wasser, und zwar in der Form der Hydrolyse. In neuerer Zeit verspricht die Anwendung der modernen Kolloidchemie wertvolle Aufklärung über dieses Problem. Das Endprodukt des Prozesses ist die Verwitterungserde, der unlösbare und meist chemisch veränderte Rückstand des Gesteins. Als Rückstand tonerdehaltiger Silikatgesteine ist es mehr oder weniger reine Tonerde, die wir schlechthin als Verwitterungston oder auch nur als Ton bezeichnen.

Die Gesteine sind gegen die chemische Verwitterung sehr verschieden widerstandsfähig. Durch die Kohlensäure werden namentlich Kalke stark angegriffen. Die chemische Verwitterung führt hier zu eigenartigen Erscheinungen, zu der Karren- oder Schrattenbildung, die wir auf nahezu horizontal gelagerten, vegetationslosen Kalksteinschichten finden. Die Gesteinsplatten sind oberflächlich durch zahlreiche Furchen (Fig. 68) zerschnitten, zwischen denen scharfkantige Rippen stehen bleiben. Das Ganze gleicht einem Gebirgsrelief im kleinen. Zu ähnlichen Bildungen kommt es aber auch in anderen Gesteinen, sobald sie aus Gemengteilen verschiedener Härte zusammengesetzt sind. So begegnen wir derartigen Formen namentlich in den Tropen, wo die große Feuchtigkeit der Luft und die gleichmäßig hohe Wärme die chemische Zersetzung des Gesteins befördert, der reichliche Niederschlag aber alles weiche Material schnell fortspült.

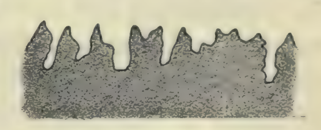


Fig. 68.

Die Verwitterung wird wesentlich auch durch die Vegetation beeinflußt. Die Pflanzen zersprengen mechanisch mit ihren Wurzeln den Boden, sie öffnen dem Wasser den Weg in die Tiefe und entziehen endlich dem Gestein bei der Nahrungsaufnahme mineralische Bestandteile. Abgestorben und verwesend wirken sie noch durch die sich bildenden Säuren, sogenannte Humussäuren, chemisch auf das Gestein ein. Auch mikroskopisch kleine Organismen nehmen an dieser zersetzenden Arbeit teil, sie zerfressen durch die Säuren, die sie entwickeln, gleichsam den Felsen (Faulhorn).

An vielen Orten bleibt das Produkt der Verwitterung dauernd liegen; dieses bedeckt dann den Boden mit einer Erdschicht, die je nach den örtlichen Verhältnissen in ihrer Mächtigkeit und Beschaffenheit wechselt. Bei anhaltender Verwitterung entstehen besondere Bodenarten, tonige und sandige Massen, die für Vegetation und Kultur von großer

Bedeutung sind. Solchen Verwitterungsboden auf ursprünglicher Lagerstätte bezeichnet man als Eluvium. Man unterscheidet Geröll- oder Schuttboden, der sich aus grobem Steinschutt zusammensetzt, und Erdkrume, die feinkörnige pulverige Verwitterungserde. Beide in Vermischung bilden den Rohboden. Besteht die feinkörnige Verwitterungserde überwiegend aus Sand, so bezeichnet man sie als Sandboden, bei großem Gehalt an Ton als Tonboden, Ton mit sehr feinem Sand als Lehmboden und endlich Lehm mit starkem Kalkgehalt als Mergelboden.

In den gemäßigten Zonen erreichen die Verwitterungprodukte nur selten größere Mächtigkeit und ausgedehnte Verbreitung, weil hier die Verwitterung sehr langsam fortschreitet und die lockeren Gesteinsmassen stark der Denudation unterliegen. In den Tropen beobachten wir dagegen ganz allgemein überall auf den Gesteinen eine mächtige Verwitterungsdecke die von Eisenhydroxyd rot gefärbt und durch das Fehlen von Kieselsäure gekennzeichnet ist. Es ist der Laterit, wohl auch bei abweichender Färbung Bunterde genannt. Die Bildung des Laterits ist noch nicht völlig aufgeklärt. In den tieferen Schichten zeigt er noch die Struktur des Gesteins, aus dem er hervorgegangen ist. Seine Mächtigkeit ist oft bedeutend. Vermutlich handelt es sich um ein Produkt säkular andauernder Verwitterung und Zersetzung, die bis in die geologische Vergangenheit hineinreicht. Nach J. Walther ist an der Verwitterung des Gesteins in den Tropen der hohe Salpetersäuregehalt der Luft infolge häufiger Gewitter wesentlich beteiligt.

Wo das Verwitterungsmaterial weggeführt, der Boden also stetig denudiert wird, schreitet der Verwitterungsvorgang im allgemeinen schnell vor; denn es wird immer von neuem der Felsboden bloßgelegt und den Wirkungen der Atmosphäre und des Wassers ausgesetzt. Oft bleiben jedoch einzelne Teile des Felsens stehen oder werden als widerstandsfähiger aus dem Gesteine gewissermaßen herauspräpariert; dann bilden sich die bekannten Felsmeere und Blockgipfel, in Kalksteinen ausgedehnte Karrenfelder. Auf der Art des Verfalls der Felsmassen unter der Wirkung der Verwitterung und der Denudation beruhen die Formen der Berge, die um so schroffer und zackiger aufragen, je fester und widerstandsfähiger das Gestein ist, aus dem sie aufgebaut sind. Durch den Wechsel verschiedener Gesteinsarten an den Gehängen entstehen die Verwitterungsterrassen.

Auch die charakteristischen Hochgebirgsformen, die scharfen Grate

und schroffen Gipfelpyramiden sind nach Richter wesentlich auf die Verwitterung zurückzuführen. Diese Formen entstehen dadurch, daß in die oberen Gehänge der Bergrücken auf beiden Seiten tiefe Nischen eingesenkt sind, zwischen denen schmale, steil aufragende Felsrippen stehen geblieben sind. Diese Nischen mit schroffen Wänden und breitem Boden, Riesenlehnstühlen vergleichbar, heißen Kare, in Norwegen Botner. Sie kommen im allgemeinen nur oberhalb der Schneegrenze vor. Richter erklärt sie als glaziale Umformungen vorhandener Bodeneinsenkungen, vielfach wohl vorhandener Quelltrichter, wobei eine starke Verwitterung mitwirkte. Die wegen der Steilheit schneefreien Gehänge waren ungeschützt den Unbilden der Witterung ausgesetzt und wurden durch Abbruch des abgewitterten Gesteins immer steiler. Der Gesteinsschutt fiel aber auf den in der Bodensenke angesammelten Firnschnee und glitt auf diesem abwärts oder wurde auch mit ihm fortgeführt.

Das losgelöste Verwitterungsprodukt gleitet unter der Wirkung der Schwere abwärts und bildet an den Gehängen mächtige Schutthalden. Es wird auch durch den Wind und durch die Regenbäche abwärts getragen und in den Niederungen abgelagert. Bei starken Regengüssen setzt sich in den Wildbächen der Gebirge oft der ganze Boden mit allem Verwitterungsschutte in Bewegung, es entstehen Schuttströme oder Muren. Auf schwach geneigtem Boden gerät zuweilen nur die Verwitterungerde ins Rutschen, in ein langsames Abwärtskriechen, weshalb Grötzinger diesen Vorgang das Gekriech genannt hat. Der Boden ist dann stets stark von Wasser durchtränkt und dadurch beweglich. Bei sehr starker Wasserdurchtränkung kommt es geradezu zum Erdfließen, zur Solifluktion nach Andersson. Diese ist besonders in polaren Regionen in vegetationslosem Verwitterungsschutt beobachtet. Auf steileren Gehängen entstehen dort Fließerdestreifen mit Blockrändern, auf flacheren Böden zahlreiche Polygone von blockerfüllten Gräben umgeben, als Karree-, Polygon- oder Strukturboden bezeichnet.

Geht die Verwitterung nur innerhalb einer bestimmten Bodenschicht vor sich, so daß unverwitterte Gesteinsschichten auf einer lockeren Verwitterungsschicht ruhen, so können sich Erdrutschungen und selbst Bergschlipfe oder Bergstürze einstellen.

Andere Bildungen der Denudation sind die Erdpyramiden, die wir in schönster Form in der Nähe von Bozen in Tirol finden, die aber überall vorkommen, wo lockeres mit Blöcken vermengtes Gesteinsmaterial einer stärkeren Denudation ausgesetzt ist. Das lockere Material wird an allen den Stellen, wo es freiliegt, vom Regenwasser weggespült,

während es unter den Gesteinsblöcken stehen bleibt. Doch bilden sich auch bei Abwesenheit von Blöcken in feinkörnigem Boden zuweilen derartige Formen.

Die Fortführung der Verwitterungsprodukte wird im allgemeinen durch das Vorhandensein einer Vegetation sehr behindert, so daß im Bereiche dichteren Pflanzenwuchses die Denudation oft völlig aufgehoben wird. Eine Entblößung des Bodens von der natürlichen Pflanzendecke bedeutet daher gleichzeitig eine Vermehrung der Denudation.

Verwitterung und Denudation hängen in hohem Maße von dem Klima ab. Daher zeigt die Wirkung beider wie jenes auf der Erdoberfläche eine gewisse zonale Anordnung. In den Tropen sind die Bedingungen für starke Verwitterung besonders günstig und im allgemeinen nimmt der Betrag der Verwitterung nach den Polen ab. In den Tropen bewirken die Atmosphärilien vor allem eine chemische Zersetzung (Laterit), die Berge zeigen abgerundete Formen, die vorhandenen Felsen Spuren chemischer Verwitterung (karrenartig). In den sich anschließenden Trockenräumen herrscht dagegen die mechanische Zerstörung, die Felsen lösen sich in Blöcke, Grus und Sand auf. Da der Regen fehlt, ist die Denudation gering, die Gehänge und Täler daher schuttbedeckt. Die Berge sind schroff und steil. Die gemäßigten Zonen rufen dagegen mit ihrer größeren Feuchtigkeit wieder mildere Formen hervor. Hier herrscht chemiche und mechanische Verwitterung gleichzeitig. Wieder ein anderes Bild bieten die polaren Landschaften, wo unter der niederen Temperatur das Gestein überwiegend mechanisch zerstört, aber meist nur in Blöcke aufgelöst wird, die bei dem Fehlen fließenden Wassers ebenfalls an den Gehängen und in den Tälern liegen bleiben. Die Berge haben plumpe, massige Formen.

Literatur:

Roth, Lehrbuch der chemischen Geologie. 1. B. — Berlin, 1879.
A. Heim, Über die Verwitterung der Gebirge. — Basel, 1879.

Erosion.

Unter der Erosion begreift man die Umgestaltung der Erdoberfläche durch die Wirkung der bewegten Luft und des Wassers. Sie besteht nach von Richthofen in der Loslösung oder Ablation gelockerter fester Stoffe und in der Bearbeitung des Bodens durch die festen Bestandteile, der Corrasion. Man kann hier ebenfalls außerdem noch eine chemische und eine mechanische Erosion unterscheiden; die chemische gleicht der

chemischen Verwitterung, nur daß der Vorgang tiefer in den Boden eindringt und nicht mehr allein durch die Atmosphärilien bewirkt wird. Sie ist in ihrer Wirkung oft nicht von der mechanischen Erosion zu trennen.

Die erodierenden Kräfte sind das fließende Wasser, Schnee und Gletscher, die Wellen des Meeres und der Binnenseen und der Wind.

Das fließende Wasser.

Die Erosion des fließenden Wassers arbeitet linear, es entstehen durch sie im Boden Furchen und Täler. Das Wasser fließt unter dem Einflusse der Schwerkraft der Neigung des Bodens folgend zur tiefsten Stelle dieses hin und nimmt dabei alles lockere Material fort, so daß eine Rinne oder Furche sich bildet. Diese hat zunächst im Querschnitt die Form eines schmalen U. Ihre Wände verfallen aber sofort der Verwitterung und Denudation, sie werden abgetragen bis zu der durch die

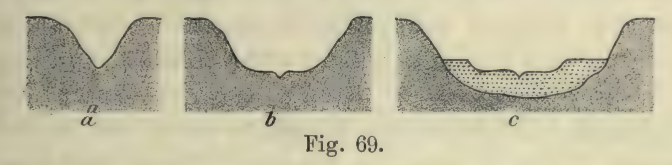


Fig. 69.

Beschaffenheit des Gesteins bedingten Maximalböschung. Die Furche erhält die Form eines V (Fig. 69a). Diese ändert sich aber weiter mit der Dauer der Erosion. Die Kraft des fließenden Wasser zerfällt in eine vertikal und eine horizontal gerichtete Komponente, die erstere vertieft stetig die Talfurche, die letztere erweitert sie seitlich. Schließlich wird die Sohle der Furche breiter als die Wasserrinne. Das Wasser gräbt dann in den Talboden eine neue Furche (Fig 69b) ein, es entsteht so eine Talterrasse. Wiederholt sich der Vorgang mehrfach, so folgen sich auch mehrere Talterrassen aufeinander. Diese treten am deutlichsten hervor, wenn die Talsohle zeitweise von Schuttmassen ausgefüllt worden ist, in die nun der Fluß sein Bett eingegraben hat. Man bezeichnet solche Bildungen, wie sie die obenstehende Figur (69c) veranschaulicht, als Inundationsterrassen.

Die horizontal gerichtete Komponente der Kraft des fließenden Wassers äußert sich auch in der Ablenkung der Stromrichtung von der Richtung des größten Gefälles und führt zu Krümmungen des Flußlaufes, zur Serpentinenbildung. Vielfach wird eine solche Ablenkung des Stromes durch zufällige Hindernisse, z. B. durch das Auftreten härteren Ge-

steines verursacht. Es entstehen dann Wirbel, die auf die seitliche Erosion erheblich einwirken. Starke Krümmungen der Flüsse finden wir namentlich dort, wo sie aus einem weicheren Gesteinsmateriale in ein festeres übertreten, außerdem aber auch in festem Gestein, das die Stoßkraft infolge seiner Härte aus der ursprünglichen Richtung ablenkt, und noch häufiger in lockerem Boden, weil in diesem das Wasser leicht jedem kleinsten Widerstande ausweichen kann. Sind die Krümmungen sehr stark, so durchbricht oft der Fluß den trennenden Rücken und schneidet die Serpentine selbst ab.

In der Art der seitlichen Erosion glaubt man an vielen Flüssen eine gewisse Gesetzmäßigkeit gefunden zu haben. Die Flüsse sollen auf der Nordhemisphäre das rechte Ufer stärker angreifen als das linke, also sich allmählich nach rechts verschieben. Infolgedessen sollen auch die steileren Talgehänge auf der rechten Seite der Ströme sich befinden. Man beobachtete diese Erscheinung zunächst an den vorwiegend meridional verlaufenden Strömen Sibiriens. K. E. v. Baer führte die Erscheinung auf die ablenkende Wirkung der Erdrotation zurück. Tatsächlich übt diese auf alle Bewegungen auf der Erde einen solchen Einfluß aus. Aber dieser kommt bei jeder Richtung zur Geltung. Die Erscheinung müßte sich somit bei allen Flüssen zeigen. Außerdem wirken auf die Bewegung des Wassers in den Strömen, wie wir gezeigt haben, noch eine Menge andere Faktoren ein, die für die Richtung des Fließens meist von viel einschneidenderer Bedeutung sind als die theoretisch unleugbare, aber bei der Langsamkeit der Bewegung verschwindend geringe ablenkende Kraft der Erdrotation.

Jedes Rinnsal fließt der tiefsten Stelle des Landes zu. Diese ist die Erosionsbasis. Auf dem Wege dorthin vereinigt es sich mit anderen Rinnsalen und bildet mit ihnen zusammen ein Stromsystem. Das Stromgebiet wird von der Wasserscheide begrenzt. Sie ist nicht beständig, sondern verändert ihre Lage. Die Ursache davon ist die stets fortschreitende Erosion der fließenden Gewässer.

Bei einem normalen Flußlaufe nimmt die Erosion nach unten mit der wachsenden Wassermasse zu, infolgedessen steigt die Sohle des Stromes nach der Quelle immer steiler an. Das Längsprofil des Tales erhält die Form einer sich nach unten verflachenden Kurve. Man bezeichnet diese als die vertikale Erosionslinie oder auch als Erosionsterminante (Fig. 70). Sie stellt einen Gleichgewichtszustand zwischen Wassermenge und Gefälle dar, der aber nie dauernd erreicht wird. Das würde absolute Konstanz der Wassermenge und der Schlammführung

voraussetzen. Jede Änderung darin ändert die Erosionswirkung. Wirklich zum Stillstand kann die Erosion erst kommen, wenn die Erosionslinie zur Geraden geworden ist.

Durch die Erosion vertieft sich ununterbrochen die Sohle in dem ganzen Verlaufe des Flusses. Damit schreitet aber gleichzeitig die Erosionsrinne nach dem Quellgebiete vor. Durch diese rückwärts fortschreitende Erosion wird auch die Wasserscheide verschoben, aus dem ursprünglich geradlinigen Verlauf wird dadurch eine Zickzacklinie und es kann schließlich sogar die Wasserscheide durchschnitten und dadurch das Wasser eines benachbarten Stromsystems abgeleitet werden.

Jedes Stromsystem ist infolge der horizontalen und vertikalen Arbeit des fließenden Wassers demnach immer nur eine vorübergehende Erscheinung.

Der Betrag der Erosion ist abhängig von der Kraft des fließenden Wassers und von der Beschaffenheit und Lagerung des Gesteines.

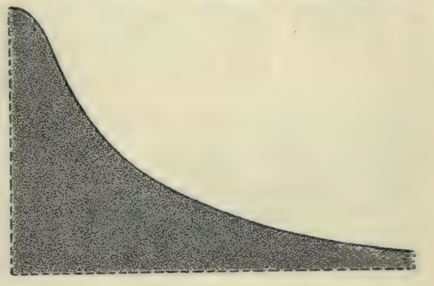


Fig. 70.

Die Kraft eines Flusses ist gleich dem Produkte aus Wassermasse und senkrechtem Gefälle. Sie wird zum Teil aufgebraucht durch den Transport der Sedimente, sowie durch die Reibung an den Wänden des Flußbettes und an der Luft. Je größer das Gefälle, um so größer ist auch die Geschwindigkeit; daher ist die Erosion auch abhängig von der Geschwindigkeit des Stromes. Die größte Geschwindigkeit finden wir in dem oberen Laufe der Gewässer, wo infolgedessen auch die Erosion am schnellsten fortschreitet. Da nun mit der Vertiefung der Furche auch gleichzeitig alle einmündenden Nebenflüsse ein größeres Gefälle erhalten, so wird auch die Erosionskraft dieser gesteigert, und es kommt dann an einer solchen Stelle zu einer stärkeren Abtragung des Bodens als im übrigen Flusslaufe, es bildet sich eine Talerweiterung, die oft zugleich eine Talvertiefung darstellt. Die normale Erosionsrinne wird dann in ihrer Form unterbrochen, es wechseln kesselartige Talerweiterungen mit geringerem Gefälle und Talengen mit stärkerem Gefälle miteinander ab. Solche Talstufen finden wir vorwiegend in den Gebirgstälern. Im Quellgebiet führt eine solche zentral gerichtete Erosion zur Bildung sogenannter Quelltrichter.

Wo die Erosion noch nicht die Talstufe völlig durchschnitten hat, also noch ein unfertiges Tal vorliegt, stürzt das Wasser in einem Sprunge

als Wasserfall oder in mehreren aufeinander folgenden Sprüngen, in Kaskaden, abwärts. Aus diesen entstehen bei weiterer Erosion, die sich auch seitlich ausdehnt, schließlich Katarakte. Wenn die Stufe nahezu völlig abgetragen ist, deuten nur Stromschnellen noch das ursprüngliche Erosionshindernis an.

Unterhalb eines Wasserfalles bearbeitet das Wasser das Gestein durch seine Fallkraft, es strudelt Hohlformen aus. Diese Form der Erosion wird als Evorsion bezeichnet.

Vertieft sich in einer Talerweiterung von neuem die Flußrinne zu einer tiefen Schlucht, so bleiben Teile des breiten Talbodens auf einer oder auf beiden Seiten stehen und bilden Terrassen, die stufenförmig den Flußlauf begleiten und auch im Querprofil deutlich hervortreten (Fig. 71).

Infolge der Abhängigkeit der Erosion von der Stromgeschwindigkeit ändert diese sich gleichzeitig mit der letzteren; bei Flüssen mit gleichmäßiger Wasserführung und daher konstanter Stromgeschwindigkeit ist die Erosion im allgemeinen geringer als bei solchen mit häufig verändertem Wasserstand und wechselnder Geschwindigkeit, weil im ersteren Falle sich eine konstante Erosionsrinne ausbilden kann, was im letzteren Falle nicht möglich ist.



Fig. 71.

Da die Erosion mit der Wassermenge zunimmt, muß sie in dem Haupttal, in dem sich das Wasser aller Nebenflüsse sammelt, erfolgreicher sein als in den Nebentälern. Das führt zu einer Übertiefung des Haupttales, in das die Nebenflüsse unter Wasserfällen oder Stromschnellen münden. Die Übertiefung wird um so größer sein, je mehr die Wassermasse im Haupttal die der Nebentäler übertrifft.

Der Einfluß der Beschaffenheit des Gesteines beruht in erster Linie auf der verschiedenen Widerstandskraft dieses gegen die Wirkung des Wassers. In weichem und lockerem Gesteine schreitet die Erosion viel schneller fort als in festem Felsen. Wechsel des Gesteines bedingt daher auch meist eine Änderung in der Form der Talrinne; im weichen Gesteine schaffen horizontale und vertikale Erosion zugleich breite Talmulden, während in widerstandsfähigerem Gesteine die seitliche Erosion fast ganz aufhört und nur die vertikale eine tiefe Furche in den Boden gräbt. Auch durch den Wechsel des Gesteines können Talstufen entstehen.

Je nach der Festigkeit des Gesteines ändert sich also die Form des Talquerschnittes. In lockerem und weichem Boden zeigen die Täler im allgemeinen sanftere Formen, langsam ansteigende Gehänge und eine breite Sohle, in hartem Felsen sind die Erosionsfurchen dagegen meist V-förmig eingeschnitten. Wo an den Talwänden lockeres und härteres Gestein wechselt, ändert sich gleichzeitig auch die Böschung, so daß oft schon die äußere Gestalt der Talgehänge Änderungen im geologischen Baue anzeigt.

Neben der Festigkeit bestimmt weiter die Struktur und die Lagerung des Gesteines die Form der Erosion. In Gestein mit zur Lage der Schichten senkrechter Zerklüftung folgt das Wasser den natürlichen Sprüngen, und das Gestein zerfällt auch längs dieser. Selbst lockeres Material bietet dann steilwandige Talfurchen, wie der Löß in China, der von zahlreichen vertikalen Poren durchzogen ist und stets in der Richtung dieser abbricht.

Wo die Schichten geneigt liegen, bilden sich die Gehänge je nach der Struktur des Gesteines. In völlig oder nahezu horizontalen Schichten schreitet die Erosion vorwiegend senkrecht vor, es entstehen schmale, steilwandige Furchen. In großartigster Form finden wir diese in den Cañons Nordamerikas, vor allem in dem berühmten Cañon des Kolorado ausgebildet. In Europa bietet die Sächsische Schweiz mit ihren horizontal lagernden Quadersteinen ebenfalls cañonartige Täler dar. In beiden Fällen fehlt zugleich die Gehängeabtragung. Der Kolorado durchfließt ein Trockengebiet, hier stellt der Cañon gewissermaßen ein übertieftes Tal dar, in der Sächsischen Schweiz ist der Boden so wasserdurchlässig, daß das Regenwasser nicht oberflächlich abfließt und die Talwände daher nicht abspült. Tiefe, senkrecht in den Felsboden einschneidende Furchen treffen wir auch in den Gebirgen als Entwässerungsgräben der Talerweiterungen in den sogenannten Klammen oder Klusen, die namentlich in den nördlichen Kalkalpen häufig auftreten.

In geneigten Schichten folgt die Erosion im allgemeinen der Richtung des Einfallens dieser. Wenn festere mit weicheren Gesteinen abwechseln, schreitet die Erosion in den weicheren Massen viel schneller fort, und diese bestimmen daher dem fließenden Gewässer den Weg. Die harten Gesteine halten dagegen die Arbeit des Wassers auf und zwingen den Fluß zu Biegungen und Krümmungen. Noch anders gestaltet sich die Wirkung auf abgetragenen Landflächen, sogenannten Destruktions- oder Rumpfflächen, auf denen zunächst das allgemeine Gefälle die Richtung der Täler bedingt, sodann aber auch die Struktur des Gebirges die Entwicklung der Flüsse beeinflußt.

Sind die Destruktionsflächen von transgredierenden Schichten überdeckt, so bildet sich das Stromsystem unabhängig davon aus und greift auch nach Durchfurchung der Decke meist in das Grundgebirge ohne Bezug zu dessen Struktur ein.

Bei der Ausgestaltung der Täler kommt auch dem geologisch so wichtigen Faktor Zeit eine hohe Bedeutung zu. Breite Täler mit sanftem Gehänge sind vielfach weniger Folgen der Gesteinsbeschaffenheit als Merkmale langer Dauer der Erosion. Steilwandige Furchen sind meist auch jugendlichen Alters. Ebenso ist die Ausbildung des Längsprofils eines Flusses abhängig von der Zeit. Je älter der Fluß, um so mehr nähert sich die Erosionslinie dem Gleichgewichtszustand.

Nach der durch das Alter bedingten Verschiedenheit der Erosionsarbeit unterscheidet der Amerikaner Davis in dem Entwicklungsgange der Talbildung das Stadium der Jugendzeit, der Reife und des Greisenalters. Es handelt sich dabei aber nicht um das absolute Alter, es kann vielmehr ein Tal im Zustand der Jugend in Wirklichkeit weit älter sein als ein solches der Reife und selbst des Greisenalters. Supan setzt deshalb zweckmäßig die neutralen Ausdrücke Unreife, Reife und Überreife dafür ein.

Als Merkmal der Jugend oder der Unreife gilt, daß die Zertalung des Geländes eben erst begonnen hat, daß die Erosion überall in regster Tätigkeit ist und das Tal noch nicht den Gleichgewichtszustand erreicht hat und noch von Talstufen mit Seen und Wasserfällen unterbrochen wird. Bei dem Stadium der Reife ist die Gleichgewichtskurve in den Tälern überall vorhanden, die Zertalung des Geländes gewissermaßen vollendet, Seen und Wasserfälle sind verschwunden, nur im Oberlauf herrscht noch kräftigere Erosion, im Unterlauf ist dagegen bereits der Zustand des Greisenalters oder der Überreife eingetreten. In diesem ist die Erosionstätigkeit fast völlig erlahmt, die Flüsse vertiefen ihr Bett nur so weit, daß sie noch das Meer erreichen, und winden sich unter dem Einfluß der seitlichen Erosion in zahlreichen Krümmungen durch das nahezu eingeebnete Gelände. Der geographische Zyklus der Erosion ist dann beendet. Das Ergebnis ist eine von flachen Tälern durchsetzte flachwellige Ebene, eine Fastebene oder Peneplain, in der nur vereinzelt härtere Gesteinsmassen als Härtlinge oder Monadnocks höher aufragen.

Neben der oberflächlichen Erosion besteht in vielen Gebieten der Erde auch noch eine unterirdische, die zuweilen die oberirdische übertrifft. In ihren Erscheinungen unterscheidet sie sich nicht wesentlich von denen jener, nur überwiegt die vertikale Erosion, weil für eine horizontale kein

Raum vorhanden ist, außerdem eine allzu große Erweiterung des unterirdischen Talweges den Einbruch der Decke, also seine Vernichtung zur Folge haben würde.

Durch die unterirdische Erosion entstehen zunächst Höhlen. Diese sind einfache Erweiterungen von Klüften und Spalten im Gesteine, oft auch Wirkungen der chemischen Zersetzung in solchem Gesteine, das im Wasser leicht löslich ist. Auf die chemische Erosion sind namentlich die röhren- und trichterförmigen Aushöhlungen zurückzuführen, die man besonders in Kalkschichten findet. Auch die geologischen Orgeln gehören hierher. Sie stellen senkrechte Aushöhlungen im Kalksteine dar stets ausgefüllt mit Verwitterungsschutt.

Vielfach erweitern sich die vertikal in den Boden führenden Gänge zu trichterförmigen Einsenkungen, Dolinen. Durch Einsturz der Höhlendecken in Gebieten mit unterirdischer Wasserzirkulation entstehen weiter die Naturschächte. Oberflächliche Hohlformen größeren Umfangs mit breiter Sohle nennt man Uvalas. In gewelltem Boden, namentlich in leicht gefalteten Schichten tritt der unterirdische Flußlauf oft in den Mulden wieder zutage, um nach kurzer Strecke von neuem im Boden zu verschwinden. Solche Talstücken heißen in den dalmatinischen und istrischen Kalkalpen Polje. Dort überwiegt die unterirdische Erosion, und der Boden ist von Höhlen durchsetzt. Nach der österreichischen Landschaft Karst werden alle diese auf unterirdischer, vorwiegend chemischer Erosion beruhenden Erscheinungen gemeinsam als Karstphänomen bezeichnet.

Literatur:

A. Hettner, Die Arbeit des fließenden Wassers. (Geogr. Zeitschr. 1910.)
Rütimeyer, Über Tal- und Seebildung. — Basel, 1869.
F. Löwl, Über Talbildung. — Prag, 1884.
A. Philippson, Studien über Wasserscheiden. (Mitt. d. Ver. f. Erdk. in Leipzig, 1886).
Brunhes, Le travail des eaux courantes (Mém. d. l. Soc. des sciences nat.) — Freiburg, 1902.
A. Grund, Die Karsthydrographie. (Geogr. Abhandl. herausgeg. v. A. Penck. Bd. VII, Heft 3) — Leipzig, 1903.
J. Cvijić, Das Karstphänomen. (Geogr. Abhandl. herausgeg. v. A. Penck Bd. V, Heft 3) — Wien, 1893.
Martel, Les abîmes. — Paris, 1894.
Fr. Kraus, Höhlenkunde. — Wien, 1894.
W. v. Knebel, Höhlenkunde. — Braunschweig, 1906.

Schnee und Gletscher.

Wo der Schnee sich talabwärts bewegt in der Form von Lawinen, wird der Boden ebenfalls bearbeitet. Die Grundlawinen führen große Gesteinsmassen mit sich und die Staublawinen schleifen überall den Boden ab. Es entstehen dadurch Rinnen und Furchen, in denen alle vorstehenden Steine geglättet und gekritzt sind. Die Kritzen laufen meist nicht parallel, sie erscheinen mehr als Schlagwirkungen der darüber geglittenen Steine.

Wesentlich verschieden davon ist die Arbeitsleistung des fließenden Eises, des Gletschers. Über den Betrag dieser Gletschererosion gehen die Ansichten noch weit auseinander. Eine stärkere Glazialerosion, die zur Bildung von Tälern und Becken führen kann, nehmen de Mortillet, Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland und vor allem Penck an. Letzterer hat besonders auf das Zusammenfallen zahlreicher Seen mit früherer Vergletscherung hingewiesen und auf Grund dessen viele der Alpenseen auf glazialen Ursprung zurückgeführt. Eine solche Erosionswirkung der Gletscher bestreiten dagegen vornehmlich Murchison, Kjerulf, von Mojsisovics, Rütimeyer, Baltzer und Heim.

Als Beweis starker Gletschererosion gilt in erster Linie das eigenartige Relief aller einst vergletschert gewesenen Gebiete. Dort ist der Boden überall geglättet und geschliffen, die vorstehenden Felsen sind abgerundet, so daß man eine sogenannte Rundhöcker-Landschaft (roche moutonnée) vor sich hat. Ferner soll das Vorhandensein einer Grundmoräne in Gegenden, wo den Gletschern Oberflächenmoränen fehlen, ein Beweis für die glaziale Erosion sein, da nur durch die Annahme einer solchen die Bildung der Grundmoräne erklärlich werde. Endlich zeigt die Grundmoräne oft eine sogenannte Lokalfazies, d. h. sie enthält Geschiebe, die dem Boden des Gletscherbettes entstammen, woraus hervorgehen soll, daß dieser unter dem Gletscher tatsächlich zertrümmert und fortgetragen wird.

Aus allen diesen Tatsachen muß man allerdings zweifellos auf eine Bearbeitung des Untergrundes schließen, aber es bleibt doch der Betrag der Arbeitsleistung noch unentschieden. Die Gegner sehen gerade in dem Auftreten der Rundhöcker ein Zeichen für die Geringfügigkeit der erodierenden Kraft des Gletschers, die nicht einmal ausreicht, die kleinen Unebenheiten des Bodens zu beseitigen. Nach ihrer Auffassung können die Gletscher nur lockeres Material fortschaffen und die Lokalfazies erklärt sich einfach als Aufnahme vorhandener lockerer Schuttmassen. Die Grundmoräne aber entstammt nicht immer allein der Oberflächenmoräne, sondern auch dem Firnfelde, wie die neuesten Untersuchungen von Finster-

walder ergeben haben. Auch aus physikalischen Gründen ist eine starke Erosion am Grunde des Gletschers nicht annehmbar. Durch den hohen Druck am Boden wird das Eis plastischer, flüssigkeitsähnlicher, verliert also an Erosionskraft. Vermutlich verlangsamt sich auch die Bewegung am Grunde ähnlich wie im fließenden Wasser an der Sohle infolge der starken Reibung. Die Wanderung der Grundmoräne ist jedenfalls eine sehr langsame, was aus dem Vorhandensein geschichteter Ablagerungen in ihr hervorgeht.

Wie bei der Erosion durch Wasser würde auch bei einer solchen durch das fließende Eis eine starke Verwitterung vorauszusetzen sein; allein dafür fehlt noch ein sicherer Beweis. Die Untersuchungen von Blümcke und Finsterwalder haben zwar gezeigt, daß das Gestein bei dem Wechsel von Gefrieren und Schmelzen des Eises schnell verwittert, doch fragt es sich, ob unter dem Gletscher die im Experiment vorgesehenen Zustände wirklich bestehen.

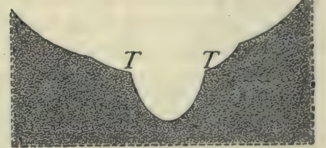


Fig. 72. *T T* Trogrand.

Eine gewisse Erosion wird jedoch von fast allen Geologen den Gletschern zuerkannt. Sie besteht in der Abtragung oder Ablation und in der Korrasion, d. h. in der Bearbeitung des Bodens mit Hilfe der mitgeführten Steine. Sie arbeitet vermutlich mehr flächenhaft und vorwiegend in der Form der Ablation, d. h. der Abtragung des durch Verwitterung (Salomon) oder Absplitterung (Baltzer) losgelösten Gesteinsmateriales.

Die Bodenformen, welche der Gletscher schafft, sind nun tatsächlich von den Gebilden des fließenden Wassers erheblich verschieden. In einst vergletschert gewesenen Gebieten finden wir nur flache Vertiefungen und abgerundete Bodenwellen. Auch die ursprünglich durch Wasser geschaffenen tiefen Furchen sind häufig in sanftere Formen umgewandelt.

Als charakteristisch für die alpine Glaziallandschaft gilt vor allem die Form der Täler. Sie zeigen im Querschnitt eine breite U-Form. Richter hat diese Form als Taltrog bezeichnet (Fig. 72). Die Trogränder enden im Hintergrund des Tales in dem zirkusartigen Trogschluß. In das Haupttal münden die seitlichen Täler als Hängetäler, ihre Bäche stürzen in Wasserfällen oder Stromschnellen hinab. Das Haupttal ist übertieft, was nach Penck eine Folge der Glazialerosion sein soll. Weiter zeigen die Täler im Längsprofil eine durch Stufen unterbrochene Gefällskurve. Die Stufen breiten sich als Felsstufen über das ganze Tal aus, oberhalb liegen oft von Seen erfüllte Talerweiterungen. Auch die im

Glazialgebiet vorhandenen Seebecken betrachtet man als Wirkungen der Eiserosion. Sicher stehen sie mit der Vergletscherung in ursächlichem Zusammenhang; denn außerhalb dieser fehlen sie zumeist. Namentlich wird die Bildung der hinter den Endmoränen eingesenkten großen Seen, der sogenannten Zungenbecken, auf die ausräumende und erodierende Arbeit der Gletscher zurückgeführt. Endlich sind im allgemeinen auf die Glazialregion auch die Kare oder Botner, die lehnstuhlartigen in die oberen Gehänge eingesenkten Felsnischen, beschränkt. Ihre beckenförmige Ausräumung soll ebenfalls ein Werk des Gletschers sein. Doch steht für alle diese kennzeichnenden Formen die Bildung durch Erosion des Gletschers noch nicht absolut fest, sie beweisen nur, daß die exogenen Kräfte in Glazialgebieten anders arbeiten als außerhalb dieser.

Literatur:

A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde. — Stuttgart, 1885.
S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. (Wissenschaftl. Ergänzungshefte z. Zeitschrift d. D. u. Oe. Alpenvereins. Bd. I, Heft 1) — Graz, 1897.
H. Hess, Die Gletscher. — Braunschweig, 1904.
Fr. Machaček, Gletscherkunde. (Samml. Göschen. 154) — Leipzig, 1902.

Das Meer.

Wo das Wasser des Meeres in Bewegung das Ufer trifft, bearbeitet es dieses mechanisch, erodiert es. Die stärkste Wirkung rufen die brandenden Wellen hervor; jedoch ändert sich die Arbeitsleistung je nach der Form der Küsten. An Steilküsten kommt die mechanische Kraft der Wellen am meisten zur Geltung. Ihre Arbeit wird hier vorbereitet durch die Luft, die in Verbindung mit der Feuchtigkeit eine starke Verwitterung bewirkt, und durch die Meerespflanzen, welche mit ihren Wurzeln den Felsen zersprengen. Dort, wo die Wellen die Küste treffen, wird der Fels gleichsam unterminiert, es entsteht eine Brandungshohlkehle, und das überhangende Gestein bricht dann ab. Das lockere Gesteinsmaterial unterstützt die Wasserwoge bei ihrer Arbeit, die Blöcke werden gleichsam wie Geschosse gegen die Küste geschleudert und bewirken so eine große Korrasion. In polaren Gebieten wirkt das Eis in ähnlicher Weise mit.

Die Arbeit der Brandung vollzieht sich im Niveau des Meeres; unter diesem bleibt der Fels stehen und es bildet sich schießlich eine Terrasse aus, die um so weiter sich ausdehnt, je kräftiger die Erosion ist und je mehr das Ufer der Wirkung der Brandung unterliegt. Diese setzt hauptsächlich in der Höhe der Flut ein. Bei Ebbe reicht das Meer meist nur bis an den Rand der Terrasse, die einen flachen Strand

bildet. Das steile Gehänge bezeichnet man als Kliff, die Ablagerungen im Meere unterhalb des Niedrigwassers als Halde (Fig. 73).

Die Brandung arbeitet demnach stets flächenhaft und nivellierend, sie ebnet den überfluteten Boden völlig ein, indem sie erodierend und korradierend alle Unebenheiten beseitigt. Man bezeichnet ihre Arbeit als Abrasion.

Die Abrasion wird wesentlich von der Lagerung der Gesteinsschichten beeinflußt. Sie schreitet, gleiche Härte des Gesteines vorausgesetzt, am schnellsten bei binnenwärts einfallenden Schichten vor, weil der Stoß der Welle hier immer nahezu senkrecht die Schichten trifft. In horizontal gelagerten Schichten wird die Kraft der Welle auf der dann meist flachen Terrasse sehr geschwächt. Das ist schließlich noch mehr bei seewärts einfallenden Schichten der Fall, wo die Welle auf der Schichtfläche erst hinauf laufen muß, ehe sie zur Wirkung kommt, wobei sie erheblich an Kraft verliert. Werden gefaltete Gesteinsschichten von der Abrasion getroffen, so schreitet diese parallel zum Streichen der Falten vor.

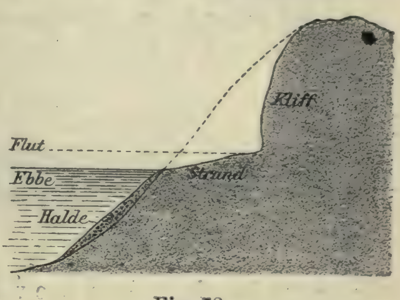


Fig. 73.

Der Betrag der Abrasion hängt naturgemäß auch von der Widerstandsfähigkeit des Bodens ab. Weicher und lockerer Boden fällt weit stärker und schneller der Brandung zum Opfer als harter und fester. Tatsächlich ist aber fast jede Steilküste von einer mehr oder weniger breiten Abrasionsterrasse umgeben. An vielen Küsten, wie an der Bretagne oder an verschiedenen Stellen der deutschen Ostseeküste, ist der dauernde Landverlust so stark, daß er deutlich wahrnehmbar und auch meßbar ist.

An Flachküsten verliert sich die Kraft der Welle in dem seichten Wasser und es kommt nur zu einem Aufwärtstreiben des lockeren Gesteinsmateriales. Da die Welle in den oberen Schichten noch die größte Kraft besitzt, nach dem Grunde aber durch die Reibung immer mehr abgeschwächt wird, so finden wir auch oberhalb die großen Blöcke und unten feinen Sand.

Doch auch an Flachküsten kann die Meeresflut zerstörend wirken. Erhebt sie sich aus irgendwelchen Gründen zu größerer Höhe und überschwemmt sie dann weite Gebiete, so reißen die mit furchtbarer Gewalt vordringenden Wassermassen alles lockere Material fort, und es fallen dann weite Landflächen dem Meere zum Opfer. Die Geschichte der

deutschen und holländischen Nordseeküste liefert lehrreiche Beispiele für diese Zerstörung der Flachküsten.

Die Wirkung der Brandungswelle ändert sich auch mit dem Steigen und Fallen des Wasserpiegels. Senkt sich der Spiegel dauernd, haben wir also eine negative Niveauschwankung, so entstehen alte Strandlinien oder Strandterrassen an den Stellen des aufsteigenden Landes, an denen die Brandung längere Zeit gearbeitet hat, mithin in allen Höhen dauernder Ruhelage. Die gesamte Erosionswirkung ist in diesem Falle nur gering.

Bei positiver Niveauschwankung schreitet dagegen die Meereserosion landeinwärts stetig fort, indem durch das Tiefersinken des Landes der Brandungswelle beständig neue Angriffspunkte dargeboten werden, die immer weiter landeinwärts liegen. Allmählich kann durch diese Wirkung der ganze Boden abgetragen werden und es entsteht eine sanft ansteigende Ebene, eine Abrasionsfläche (Fig. 74 a b). Sie stellt gewissermaßen das Endziel der Abrasion, die Abrasionsterminante, dar. Richthofen führt die Bildung der Rumpfgebirge auf diesen Vorgang zurück. Sie zeigen im allgemeinen eine vom innern geologischen Bau unabhängige flach gewölbte Oberfläche.

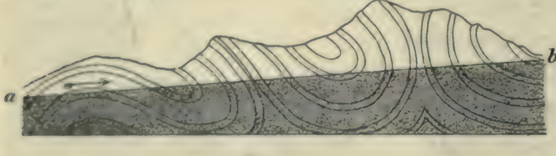


Fig. 74.

Zu den Bewegungen des Meereswassers, die eine stärkere Erosion des Ufers bewirken, gehören auch die Meeresströmungen, besonders die sogenannten Gezeitenströme, welche durch das Fortschreiten der Flutwelle in seichten Gewässern entstehen. Sie treten am heftigsten in den Mündungen der Flüsse auf und erweitern und vertiefen diese zu Trichtermündungen. Längs der Küsten werfen die Strömungen nur Wälle und Barren auf, ihre Erosionswirkung ist dort gering.

Wie im Meere, so schaffen auch im Binnensee die Wellen gestaltend an den Ufern. Auch dort gibt es eine Brandung, durch welche die Ufergehänge die Form eines Kliffs erhalten. Am Bodensee bezeichnet man den flachen unter Wasser liegenden Boden der Terrasse als Wysse, den steilen Absturz zum Grunde des Sees ebenfalls als Halde.

Die Arbeit der brandenden Wellen wird in den Binnenseen wesentlich durch die Atmosphärilien gefördert, die den Boden der Ufergehänge lockern und denudieren. Die Erosion der Wellen ist am größten in Seen mit starken Schwankungen des Wasserstandes. Bei ruhendem oder sin-

kendem Spiegel hört die Wirkung der Brandung fast ganz auf. Sowie der Spiegel dagegen sich erhebt, beginnt sofort eine starke Erosion.

Die bewegte Luft.

Auch die bewegte Luft wirkt erodierend, indem sie einmal das lockere Material fortträgt, sodann aber auch mittels der mitgeführten Steinchen den Boden bearbeitet. Die Winderosion besteht demnach ebenfalls aus der Ablation, die J. Walther als Deflation bezeichnet hat, und der Korrasion.

Die Ablation durch den Wind ist im allgemeinen dort bedeutend, wo der Boden stark gelockert ist. Die ungeheuren Staub- und Sandstürme der Wüsten sind ein beredtes Zeugnis dafür. Der Wind fegt eben alles Material, sobald es nur feinkörnig genug ist, fort. Er arbeitet dabei wie das Meer flächenhaft. Wo der lockere Boden in größerer Mächtigkeit abgelagert ist, schafft er auch Hohlformen.

In solchen Gebieten starker Deflation wirkt der Wind zugleich als Sandgebläse. Alle hervorragenden Felsen und Steine werden dadurch geglättet und abgeschliffen. Zeugen derartigen Windschliffs sind die bekannten Dreikanter, die man im norddeutschen Tiefland häufig findet.

Die bewegte Luft greift den Boden überall an, alles weiche und lockere Material wird fortgetragen, ganz gleich, ob es die oberste Decke bildet oder von härteren Schichten überlagert wird. Daher arbeitet sie vielfach die harten Partien als Rippen oder Höcker aus dem weichen Material aus. Die Verwitterung unterstützt sie wesentlich in dieser Arbeit. Infolgedessen schafft der Wind die seltsamsten Formen; pilz- oder hutförmige Felsen oder Felsen von phantastischer Tier- und Menschgestalt, an den Felswänden wabenförmige Vertiefungen und vielverzweigte Höhlen, Naturbrücken und Naturtore (Prebischtor in dem Elbsandsteingebirge).

Die Winderosion ist am größten auf vegetationsfreiem Boden. Daher zeigen die über den Pflanzenwuchs hinausragenden Felsgehänge und die öden Wüstenflächen die deutlichsten Spuren der Winderosion. In den Steppen und Wüsten überwiegt sie und ist oft die einzige umgestaltende Kraft. Auch die Fels- und Kieswüste, die Hammada und die Serir, mit ihren abgeschliffenen, abgerundeten oder kantigen Kieseln sind zum größten Teil ein Produkt der Winderosion.

Die Wirkung der bewegten Luft wird vielfach noch erhöht durch die in ihr schwebenden Wassertröpfchen, die gleich den mitgeführten Steinchen gegen den Boden geschleudert werden und diesen daher stärker angreifen wie ruhig niederfallende Regentropfen. Die dem Regenwinde

ausgesetzten Gehänge der Berge und Flußtäler sind deshalb häufig stärker denudiert als die entgegengesetzten. Vielfach ist darauf die Ungleichheit der Talwände zu beiden Seiten eines Flusses zurückzuführen.

Literatur:
J. Walther, Die Denudation der Wüste und ihre geologische Bedeutung. (Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akademie d. Wiss.) 1891.
— Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit — 2. Aufl. Leipzig, 1912.

Destruktion.

Zerstörung und Abtragung faßt Supan als Destruktion zusammen. In ihr sind die Arbeitsleistungen aller exogenen Kräfte vereinigt. Da sich die Arbeitsleistungen der einzelnen Kräfte nicht immer scharf erkennen und voneinander scheiden lassen, so erscheint ein solcher Sammelbegriff überaus zweckmäßig. Die tatsächlich vorhandenen Bodenformen sind demnach Produkte der Destruktion. Diese sind entweder lokal beschränkt, d. h. die Destruktion arbeitet nach Supan punktweise, z. B. in den Hohlformen durch strudelndes Wasser oder wirbelnden Wind, oder linear ausgedehnt in der Tal- und Rinnenbildung durch das fließende Wasser, den Gletscher und zuweilen auch durch den Wind, oder endlich flächenhaft ausgebreitet bei der Arbeit des Meeres, der Gletscher und des Windes.

Da die exogenen Kräfte zu den klimatischen Verhältnissen in engster Beziehung stehen, so geben auch die Destruktionserscheinungen eine deutliche Abhängigkeit vom Klima zu erkennen. Wie dieses zeigen sie eine zonale Anordnung auf der Erde. Tiefgreifende Verwitterung unter Herausarbeitung harter Felsen als scharfe Spitzen und Nadeln, starke Durchtalung und gleichzeitige Abrundung der Berge sind für die Tropen mit ihrer gleichmäßigen Wärme, mit dem hohen Feuchtigkeitsgehalt und mit ihrem reichen, meist ausgesprochen periodischen Niederschlag charakteristisch. Im Gegensatz dazu zeigen die Trockenräume der Subtropen überwiegend harte Felslandschaften, diese in wildzerrissenen Formen, abgetragen durch die mechanische Verwitterung, deren Produkt die Täler ausfüllt und auch einen Teil der Gehänge verhüllt. Die Täler sind daher vielfach in Hochflächen übergegangen. Wieder den Tropen ähnlicher schafft die Destruktion in der gemäßigten Zone, zumal in den niederen Bergländern, wo noch milde Temperatur herrscht und reichlicher Niederschlag fällt. Doch greift die Verwitterung hier weniger tief ein, weshalb

schroffe Formen häufiger sind. In den höheren Gebirgen treten neu die Glazialbildungen hinzu in den U förmigen Tälern, in den Karen und in den dadurch bedingten schroffen Felsgraten und Gipfeln. Innerhalb der polaren Zone überwiegen schließlich die glazialen Bildungen, neben denen infolge der niedrigen Temperatur eine starke mechanische Verwitterung umgestaltend arbeitet.

Das Endziel der Destruktion ist die Abtragung aller durch die endogenen Kräfte geschaffenen Erhebungen. Die Destruktion hört auf, wo die Abtragung unmöglich ist. Das ist, wenn wir von den Depressionen der Erde absehen, im Meeresniveau der Fall. Dieses gilt daher als das untere Denudationsniveau.

Wie der Destruktion nach unten so scheint der Erhebung des Bodens nach oben ebenfalls eine Grenze gesetzt zu sein. Penck bezeichnet diese Höhe als das absolute obere Denudationsniveau, über das kein Gebirge hinauswachsen kann. Es soll etwa 2000—3000 m über der Schneelinie gelegen sein. Nach der tatsächlichen Meereshöhe der Gebirge müßte es in der trockenen Suptropenzone der Erde am höchsten aufwärtssteigen, während es sich von dort nach den Tropen sowohl wie polwärts senkt.

Mit der nivellierenden Wirkung der Destruktion steht offenbar auch die häufige Gleichheit der Gipfelhöhen, die sogenannte Konstanz der Gipfelhöhen, die namentlich alte Gebirge kennzeichnet, im Zusammenhang.

Die Destruktion hat ihr Ende erreicht, wenn alle Gebirge abgetragen sind, das Land völlig oder nahezu völlig eingeebnet ist. Nach Davis ist eine solche Fastebene das Stadium des Alters. Ob freilich Zerstörung und Abtragung jemals bis zu diesem Zustand fortschreiten, ist zum mindesten fraglich. Es würde das ungeheuer lange Perioden völliger Ruhe der endogenen Kräfte voraussetzen. Jede tektonische Störung muß die Destruktion immer wieder neu beleben.

Ablagerung.

Die Ablagerung des losgelösten und fortgetragenen Gesteinsmateriales erfolgt dort, wo die Bewegung des Wassers, des Eises und der Luft ihr Ende erreicht hat oder wenigstens soweit abgeschwächt ist, daß sie das mitgeführte Material nicht weiter zu tragen vermag.

Das fließende Wasser.

Große Bedeutung kommt in der Gestaltung der Erdoberfläche den Ablagerungen des fließenden Wassers zu. Sie füllen die vorhandenen Bodensenken wieder aus und überdecken auf weite Strecken die Ebenen.

Die Flüsse tragen in wechselnder Menge mechanisch Sedimente talabwärts. Ihre Tragkraft vermindert sich mit der Stromgeschwindigkeit. Im allgemeinen vermag ein Fluß mit einer Geschwindigkeit an der Sohle von 0,15 m in der Sekunde noch gerade groben Schlamm zu bewegen, bei einer solchen von 0,20 m feinen Sand, von 0,30 m groben Sand, von 0,70 m feinen Kies, von 1,20 m Kiesel bis zu Eigröße, von 1,50 m platte Steine und größeres Geröll. Bei Hochwasser werden selbst größere Blöcke von mehr als 1 cbm Inhalt abwärts gerollt. Die tatsächliche Menge der Sedimente ist zugleich von dem Reichtum des Stromgebietes an lockerem, transportfähigem Material abhängig.

Wo ein Gebirgsbach aus seinem engen Tale in das breite Tal des Hauptflusses einmündet, wirft er einen steilen Schuttkegel auf. Oft bilden sich solche Kegel bei einem einzigen stärkeren Wasserabflusse aus dem kleinen Gebirgstale, bei einem sogenannten Wildbache infolge plötzlichen starken Regenfalles. Zu diesen Erscheinungen gehören die Murgänge oder das Muren in den Hochgebirgen.

Auch bei dem Austritte der Flüsse aus dem Gebirge in die Ebene vermindert sich meist das Gefälle und damit die Stromgeschwindigkeit, und das Wasser lagert infolgedessen das mitgeführte Material in großen Mengen ab. Der Schutt kann sich aber auf dem ebeneren Boden nach allen Seiten ausbreiten, daher entstehen hier flache Dejektionskegel mit sanfter Neigung der Oberfläche. Die Ebenen nördlich und südlich der Alpen sind zu einem großen Teile von solchen Ablagerungen gebildet.

Auch innerhalb eines Flußlaufes selbst kommt es überall zur Ablagerung, wo die Stromgeschwindigkeit unter das Maß herabsinkt, das noch den Transport ermöglicht. Dadurch entstehen im Flußbett unbeständige alluviale Anschwemmungen, Sandbänke, die oft als Inseln aus dem Wasser hervorragen. Sie bewirken Ablenkungen der Stromrichtung und geben den ersten Anlaß zur Serpentinenbildung. Besonders reich ist die Ablagerung der Sedimente an der Mündung der Nebenflüsse, wodurch ständig die Mündungsstelle stromabwärts verschoben wird.

Bei dem Eintritte eines Flusses in ein stehendes Gewässer, in einen Binnensee oder ins Meer, fallen schließlich sämtliche Sedimente zu Boden. Es bildet sich hier ebenfalls ein Schuttkegel, der zum größten Teil unter Wasser liegt, aber auch bis über den Spiegel hinaus anwächst und dann als Delta bezeichnet wird.

Die Ablagerung in den Binnenseen geschieht in der Weise, daß zunächst, wie unsere schematische Zeichnung (Fig. 75) zeigt, das gröbere Gerölle niederfällt und einen steilen Schuttkegel vor der Mündung des

Flusses bildet. Das feinere Material wird dagegen weiter in den See hinausgeführt und lagert sich auf dem Grunde dieses ab; es lehnt sich als ein sanfter geneigter Schuttkegel an den ersteren an. Dieser wird oberflächlich noch überdeckt von feineren Schwemmmassen, die nahezu horizontal auflagern.

Im Meere ist der Vorgang ein ähnlicher, hier wird die Sedimentation des feinen Materiales nur beschleunigt durch den Salzgehalt des Wassers. In salzhaltigem Wasser fallen die Sedimente schneller zu Boden als im Süßwasser.

Die im Meere vor der Flußmündung abgelagerten Schwemmmassen werden durch die Bewegung des Wassers, besonders durch die Gezeitenströme vielfach rasch wieder fortgetragen. Es entsteht daher keineswegs in jeder Flußmündung ein Delta. Wo die Mündung die Form eines

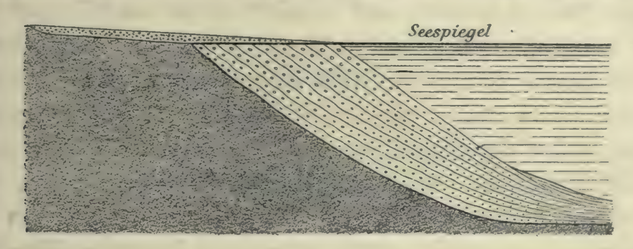


Fig. 75.

weiten Trichters hat, bezeichnet man sie als Ästuar. Dieses wird zuweilen durch einen unterseeischen Wall, eine Barre, nach dem Meere hin abgegrenzt, die von den mitgeführten Sedimenten aufgebaut ist, z. B. in den französischen Strömen. Nicht selten bilden sich auch in ihm unterseeische Ablagerungen, die in ihrer Form ganz den Deltas gleichen. Man hat sie unterseeische Deltas genannt. Vermutlich entstehen aus ihnen bei stärkerem Wachstum die oberflächlichen Deltas.

Zur Deltabildung kommt es nur, wenn bestimmte Bedingungen erfüllt sind. Nach Credner sind geringe Meerestiefe, geringe Gezeiten, schwache Strömungen und negative Niveauschwankung die zur Entwicklung eines Deltas günstigsten Zustände. Doch das Entscheidende bleibt stets das Verhältnis der Ablagerung zu der Erosion in der Flußmündung; überwiegt die erstere, so kann ein Delta auch bei positiver Niveauschwankung entstehen, wenn nur der Schuttkegel schneller anwächst als das Land sinkt.

Für die geographische Verbreitung der Deltas ist charakteristisch daß sie an ausgedehnten Küsten fast an jeder Flußmündung zu finden sind,

während sie an anderen Küsten auf weite Strecken ganz fehlen. Man hat aus diesem geselligen Auftreten mit Recht auf das Vorhandensein allgemein wirkender Faktoren geschlossen.

Zu den Ablagerungen des fließenden Wassers gehören auch die Ausscheidungen chemisch gelöster Stoffe. Viele aus Kalkstein hervorbrechende Quellen und Flüsse führen reiche Mengen gelösten Kalkes mit sich. Unter dem Einflusse der Verdunstung an der Luft und unter der Einwirkung gewisser Pflanzen und Tiere, die dem Wasser einen Teil der Kohlensäure entziehen, lagern solche Quellen den Kalk in großen Mengen als Travertin ab. Am bekanntesten sind die Travertinbildungen des Anio bei Tivoli unweit Rom und diejenigen in der Nähe der alten Stadt Hierapolis in Kleinasien.

Treten derartige kalkbeladene Wasser innerhalb unterirdischer Hohlräume hervor, so scheiden sie dort ebenfalls unter der Wirkung der Verdunstung den Kalk aus. Meist tritt das Wasser an der Decke hervor. Durch den steten Absatz von Kalk bilden sich hier schließlich mächtige herabhängende Säulen von Tropfsteinen, Stalaktiten genannt, denen vom Boden infolge der herabfallenden Tropfen gleiche Säulen entgegenwachsen, Stalagmiten. Oft vereinigen sich beide zu Säulen, die vom Boden bis zur Decke reichen. Die Adelsberger Grotten im Krainer Karstplateau bergen solche Tropfsteinbildungen in besonderer Mannigfaltigkeit und Großartigkeit.

In einzelnen Höhlen herrscht eine so niedrige Temperatur, daß das hervorquellende Wasser sofort gefriert und Boden und Decke dick mit Eis überzieht. Solche Eishöhlen können nur in Gebieten vorkommen, in denen die Temperatur während des Winters lange Zeit unter 0° bleibt. In dieser Zeit bildet sich vorwiegend das Eis. Die Ursache des Fortbestehens des Eises auch während des Sommers ist in der Form der Höhlen gegeben. Sie sind stets sackförmig nach abwärts gerichtet und unten geschlossen. Die kalte Winterluft bleibt dann in ihnen während des Sommers gleichsam aufgespeichert, da sie nicht durch die warme, leichtere Sommerluft verdrängt werden kann.

Reich an gelösten Stoffen sind auch die heißen Quellen. Ihr Wasser setzt daher bei dem Erkalten häufig mächtige Gesteinsmassen ab. Viele Thermen führen auch in Mengen Kieselsäure mit sich, durch deren Absatz dann Kieselsinterbildungen geschaffen werden, wie wir sie an den Geisers kennen gelernt haben.

Literatur:

R. Credner, Die Deltas. (Ergänzungsheft 56 zu Petermanns Mitt.) — Gotha, 1878.

Gletscher.

Das Gesteinsmaterial, das der Gletscher talwärts führt, ist im Verhältnisse zu dem Transporte von Sedimenten in den Flüssen gering. Nur in stark vergletschert gewesenen Gebieten nehmen die glazialen Ablagerungen an der Gestaltung des Bodens einen hervorragenden Anteil.

Das Gesteinsmaterial trägt der Gletscher zum Teil auf der Oberfläche als Oberflächenmoräne. Dieser Schutt entstammt unmittelbar den Gehängen der Talwände oder ist auch durch die Abschmelzung aus dem Innern des Eises hervorgetreten.

Mächtige Moränen finden wir an der Seite des Eisstromes. Wo zwei Gletscher zusammenfließen, vereinigen sich die beiden Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne. Aus der Anzahl solcher Mittelmoränen auf einem Gletscher kann man die Zahl der Zuflüsse bestimmen.

Am Ende lagert der Gletscher alles oberflächliche Material in Form eines mächtigen Walles als Stirn- oder Endmoräne ab. Vielfach bleibt ein Teil der Seitenmoränen auch vorher am Ufer des Gletscherbettes liegen, es entstehen Ufermoränen.

Die auf das Firnfeld niederfallenden Gesteinstrümmer sowie ein Teil des auf dem Gletscher lagernden Schuttes gelangen durch die Bewegung des Gletschers und durch Spalten und Sprünge in das Eis und bilden die Innenmoräne oder sinken auch weiter unter das Eis, wo sie zur Grundmoräne werden, die aus feinem Sande, Grus und Schlamm mit zahlreichen meist eckigen Gesteinsblöcken besteht. Nach den neueren Untersuchungen Finsterwalders entstammt diese vorwiegend dem Schutte, der am oberen Rande des Firnfeldes sich abgelagert hat, zu dem aber noch vom Gletscherboden abgesprengtes und abgesplittertes Gestein hinzukommt.

Die Grundmoräne bewegt sich mit dem Gletscher talabwärts und vermehrt das Material für die Endmoräne. In früher von Gletschern überdeckten Gebieten ist sie meist die oberste Bodenschicht. Ein Teil der Grundmoräne wird auch durch das Wasser fortgetragen. Der Gletscherbach führt ein völlig trübes Wasser, die Gletschermilch. Diese Schwemmmassen setzen sich vor der Endmoräne überall im Flußtal ab und bilden ausgedehnte Bänke. Wo der Gletscherbach in einen See mündet, färbt er oft das Wasser weithin weiß und baut ein mächtiges Delta auf.

Das Meer.

Die Ablagerungen des Meeres auf dem Lande sind nur geringfügig; sie bestehen in der Bildung von Barren und Sandwällen längs der

Küsten. An diesen Bildungen sind die Flußsedimente wesentlich beteiligt. Aus solchen gemischten Ablagerungen von Meer und Fluß sind die Marschen der deutschen und holländischen Küste entstanden.

Die Sandablagerungen am Strand werden durch Küstenströmungen und durch die Wellen ständig längs der Küste verschoben. Wo die Wellen das Ufer nicht senkrecht, sondern unter einem spitzen Winkel treffen, treiben sie das lockere Material das Ufer hinauf, reißen es aber bei dem Zurückfallen wieder mit fort. Dadurch wird es in der Richtung der Wellen vorwärts bewegt, es entsteht eine Küstenversetzung, wie Philippson diesen Vorgang genannt hat (Fig. 76). Die Bewegung erreicht dort ihr Ende, wo die Uferlinie zurücktritt, die Wellen also unter einem anderen Winkel auf diese stoßen. Dort bleibt das parallel zur Küste verschobene Material liegen und wird schließlich zu einem flachen Walle aufgeschüttet, es bildet sich ein Haken, oder, wenn ganze Meeresteile als Strandsee oder Haff hinter dem Sandwall abgeschlossen werden, eine Nehrung.

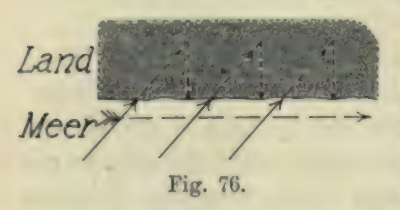


Fig. 76.

Recht bedeutend sind aber die Ablagerungen auf dem Grunde der Ozeane selbst. Auf das Meer werden ununterbrochen Staubmassen durch den Wind geführt, außerdem bringen die Flüsse große Mengen feinen Schlammes mit, das sich nicht sofort an ihrer Mündung nieder schlägt, sondern weit hinaus getrieben wird. Weiter schleppen auch die Eisberge von ihren Ursprungsstätten Gesteine herbei, die bei dem Schmelzen des Eises dann zu Boden fallen. Am reichlichsten liefern unterseeische Vulkanausbrüche das Material zu den Ablagerungen auf dem Meeresboden.

Eine derartige Sedimentation findet auch in den Binnenseen statt und ebnet hier den tiefsten Grund allmählich ein, so daß alle größeren Seen schließlich einen nahezu völlig ebenen Boden aufweisen, einen Schweb, wie dieser Flachboden im Bodensee heißt.

Die bewegte Luft.

Die bewegte Luft führt im allgemeinen nur feine Staub- und Sandmassen fort. Diese lagern sich überall ab, wo der Wind nicht mehr das Material zu transportieren vermag.

Am weitesten verbreitet werden die feinen Staubmassen, die namentlich in trockenen, starker Verwitterung ausgesetzten Gebieten in großer Mächtigkeit fortgetragen werden und die benachbarten Gebiete allmäh-

lich mit einer dicken Decke überkleiden. Der Staub bleibt aber nur auf bewachsenem Boden dauernd liegen; von vegetationsfreiem Boden wird er durch den Wind wieder fortgeführt.

Die Staubmassen enthalten alle möglichen organischen und anorganischen Beimengungen und bilden daher im allgemeinen einen sehr fruchtbaren Boden. Doch ist der Gehalt an Salzen oft so groß, daß die Fruchtbarkeit dadurch bedeutend vermindert wird, zumal in abflußlosen Gebieten, wo noch durch das verdunstende Wasser der Flüsse der Salzgehalt beständig vermehrt wird. Dann entstehen die öden Salzsteppen, die jeder Vegetation bar sind.

Wo dagegen durch die natürliche Wasserzirkulation im Boden das überflüssige Salz weggeführt wird, da bietet der abgelagerte Staub stets ein fruchtbares Ackerland dar. Solche entsalzten Staubablagerungen bezeichnet man nach von Richthofen als Löß. Dieser ist eine feinkörnige lehmige Erde, meist von gelber Färbung, etwas Kalk und Sand enthaltend. Vereinzelt finden sich in ihm kleine Mergelknollen, sogenannte Lößkindel oder Lößmännchen. An tierischen Resten ist er arm, nur einige Landschnecken sind darin vorhanden. Dagegen zeigen sich in zahlreichen kleinen Kanälchen, welche den Löß durchziehen, die Spuren von Pflanzenwuchs; man betrachtet die Kanälchen als die Folgen der Auswitterung einstiger Wurzelfasern. Sie bedingen nach von Richthofen die eigentümliche vertikale Zerklüftung des Lösses, die die Bildung steilwandiger Talfurchen hervorruft. Außerdem steht damit auch die große Wasserdurchlässigkeit des Lößbodens in Zusammenhang, die eine starke vertikale Erosion verursacht und die Entstehung von Seen und Sümpfen verhindert.

Der Löß hat auf der Erde eine große Verbreitung. In Europa erreicht er meist nur geringe Mächtigkeit, die kaum 50 m übersteigt. Die gewaltigsten äolischen Ablagerungen dieser Art finden wir in den Gebirgen des nordwestlichen China, wo sie an einzelnen Stellen eine 600 m starke Decke bilden. Auch auf den amerikanischen Hochflächen ist der Löß in großer Mächtigkeit vorhanden.

Zu dem Löß ist ihrer Entstehung nach die Schwarzerde Indiens und Rußlands, hier Tschernosjom genannt, zu rechnen, die durch den reichen Humusgehalt eine dunkle Färbung erhalten hat. Einzelne Geologen betrachten diese allerdings als ein Produkt der Verwitterung, andere halten sie für eine Süßwasserablagerung, wie auch für manche Lößablagerung noch immer ein fluviatiler Ursprung angenommen wird. Doch dürfte durch die ganze Beschaffenheit des echten Lösses und besonders

durch das ausschließliche Auftreten von Landschnecken in ihm die äolische Entstehung zum mindesten sehr wahrscheinlich gemacht sein.

Wo der Staub auf die Flächen der stehenden Gewässer getrieben wird, sinkt er auf den Grund der Wasserbecken nieder und bildet auch dort eine mit organischen Substanzen reich vermengte lößartige Bodenschicht, einen Schlick, der seines großen Gehaltes an Kalk wegen auch als Seekreide bezeichnet wird. So entstehen in den Binnenseen und Meeren jene die Unebenheiten des Bodens ausgleichenden Ablagerungen, von denen wir oben bereits gesprochen haben. In den Binnenseen finden sich diese Ablagerungen in großer Mächtigkeit auch unmittelbar am Ufer, nämlich auf der Seite des Sees, welche von der vorherrschenden Windrichtung zuerst getroffen wird. Die Formen des Reliefs eines Seebeckens sind daher auf den beiden Seiten, die zur Richtung des Windes senkrecht oder nahezu senkrecht stehen, völlig verschieden. Auf der Windseite haben wir sanft geneigte Böschungen über und unter Wasser, auf der vom Winde getroffenen Seite steile Wände und meist eine ausgeprägte Uferterrasse.

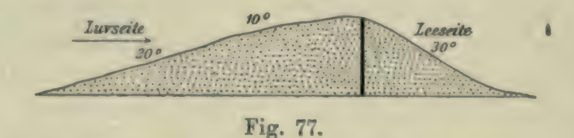


Fig. 77.

Neben Staub treibt der Wind auch feinen Sand und sogar größere Steine fort. Bei der Ablagerung ordnen diese sich ähnlich wie bei der Sedimentation des fließenden Wassers nach der Größe an, nahe der Ursprungsstätte liegt das gröbste Material, mit der Entfernung von dieser verfeinert es sich beständig. In Gebieten mit großen Sandablagerungen, also in trockenen Wüsten und am Meeresstrande, ist der Sand unter dem Einflusse des Windes fortwährend in Bewegung. Wo dem bewegten Sande ein Hindernis in den Weg tritt oder wo der treibende Wind abgeschwächt wird, bleibt der Sand liegen, und es entsteht ein niedriger Wall, eine Düne (Fig. 77). Sobald so viel Sand aufgeworfen ist, daß das Hindernis überdeckt ist, wird er darüber hinaus weiter getrieben und fällt dann zum Teil im Windschatten der Düne nieder. Da auf dieser Seite der Sand allein unter dem Gesetze der Schwere sich lagert, so zeigt die Düne hier eine weit steilere Böschung als auf der Windseite, wo der Wind den Sand aufschüttet. Auf der Leeseite fallen die Dünen unter einem Winkel von etwa 30° ein, während auf der Luvseite die Neigung des Gehänges im allgemeinen zwischen 5° und 20° schwankt.

Da jede heftigere Luftbewegung immer von neuem wieder die Sandmassen fortträgt, so behalten die Dünen niemals dauernd ihre Lage und Form, sondern sind fortwährend in Umbildung begriffen. Indem der Sand von der Luvseite immer wieder auf die Leeseite geworfen wird, wandern die Dünen allmählich in der Richtung des Windes. Die Geschwindigkeit des Wanderns ist sehr verschieden, sie erreicht im Jahre vielfach mehrere Meter, vereinzelt sogar 20—25 m. Diese große Beweglichkeit finden wir namentlich bei den Stranddünen. Die Dünen der Binnenländer, der Wüsten, zeigen dagegen größere Beständigkeit. Als Ursache nimmt man an, daß die Wüstendünen durch die tatsächlich in ihnen vorhandene Feuchtigkeit eine größere Befestigung erhalten als die Stranddünen, die zugleich auch im allgemeinen stärkeren Winden ausgesetzt sind.

Auf dieser Verschiedenheit der Bildung beruht vermutlich auch die Tatsache, daß die Wüstendünen vielfach weit höher sich erheben. Es sind in der Sahara Dünen von über 150 m Höhe gefunden, während die höchsten Stranddünen in den französischen Landes nur etwa 90 m erreichen.

Die Dünen sind meist langgestreckte Wälle, zuweilen halbmondförmig gebogen und mit der konvexen Seite dem Winde zugekehrt. In Turkestan bezeichnet man diese Formen als Barchane. Sie gelten nach Walther als die Urform der Wüstendüne, aus der durch Verwachsen erst die großen Dünenwälle entstehen.

Literatur:
N. Sokolow, Die Dünen. — Berlin, 1894.
P. Gerhardt, Handbuch des deutschen Dünenbaues. — Berlin, 1900.

Arbeit der Organismen.

An der gegenwärtigen Umgestaltung der Erdoberfläche sind als exogene Kräfte auch die Pflanzen und Tiere beteiligt.

Die Pflanzen fördern zunächst, wie wir bereits erwähnt haben, die chemische und mechanische Verwitterung durch Bildung von Humussäuren, die das Gestein zersetzen, und durch Zersprengen des festen Bodens mittels der Wurzeln.

Weiter bewirken die Pflanzen eine schnellere Ausscheidung mineralischer Stoffe, die gelöst im Wasser sich befinden. Namentlich beschleunigen sie den Niederschlag von Kalk. Dieser ist im Wasser als doppelkohlensaurer Kalk gelöst. Die Pflanzen entziehen nun der Kalklösung einen Teil der Kohlensäure und es fällt der schwerer lösliche kohlensaure Kalk nieder. Derartige Kalkniederschläge finden wir als

Tuffe besonders an Quellen, die kalkhaltiges Wasser führen, ferner aber auch in den Binnenseen als Seekreide und in den Meeren.

Auf einem ähnlichen Vorgange beruht die Ausscheidung von Eisen in vielen Moorwassern und einzelnen Seen, deren Wasser eisenhaltig ist. Das im Boden abgesetzte Eisen hat als sogenanntes Rasenerz eine weite Verbreitung.

Am Grunde der Seen lagern sich in großen Mengen die Reste mikroskopisch kleiner Pflänzchen, der Diatomeen, ab, die zuweilen ein dickes Lager bilden. Man bezeichnet solche Ablagerungen als Kieselgur.

Im Bereiche der Seen und auf sehr feuchtem Boden entfaltet sich vielfach ein starker Pflanzenwuchs, wodurch es ebenfalls zu großen Anhäufungen pflanzlicher Reste kommt, die schließlich den See ganz ausfüllen oder den Boden mit einer mächtigen Schicht überdecken, es entstehen Sümpfe und Moore. An der Bildung dieser sind vornehmlich Riedgräser, Binsen und Moose (Hypnum) beteiligt. Die Pflanzen wachsen auch vom Ufer aus immer weiter in den See hinein und bedecken schließlich die Wasserfläche mit einem dicken Filze abgestorbener Pflanzenteile, auf dem sich wieder neue Pflanzen entwickeln.

Während hier die Vermoorung von oben nach unten fortschreitet, kann in anderen Fällen der Pflanzenwuchs auch vom Boden aus den See allmählich ausfüllen, indem sich auf diesem zunächst Algen und schwimmende Wasserpflanzen festsetzen, die dann bis zum Wasserspiegel emporwachsen und zuletzt ebenfalls wieder den Boden für andere Pflanzen liefern.

Zur Sumpf- und Moorbildung kommt es auch auf dem Lande, wenn der Boden zeitweise recht feucht ist und das Grundwasser in ihm sehr hoch aufsteigt. Es siedeln sich dann torfbildende Pflanzen, namentlich Sphagnummoose, Wollgras und Heide an, die wie in den Seen oberflächlich immer weiter wachsen und im Laufe der Zeit eine mächtige Schicht von abgestorbenen Pflanzenteilen begraben. Schließlich überziehen diese Moore als flachgewölbte Decken den ganzen Boden, es entstehen Hochmoore, während die Bildungen in den Seen als Flachmoore, Niederungs- oder Wiesenmoore bezeichnet werden.

Die pflanzlichen Reste sind in den tieferen Schichten der Moore durch das Wasser vollständig von der Luft abgeschlossen, infolgedessen verkohlen sie langsam und verwandeln sich in Torf. Der Verkohlungsprozeß setzt aber voraus, daß die Zersetzung der Pflanzenreste nicht zu schnell vor sich geht. Unter großer Wärme schreitet nun die Zersetzung sehr schnell vorwärts; deshalb finden wir auch in den warmen

Zonen der Erde nur selten solche Torfmoore; diese sind vielmehr fast ganz auf die gemäßigte und kalte Zone beschränkt.

Auch die Tiere gestalten den Boden um. Zum Teil wirken sie wie die Pflanzen, indem sie durch ihren Lebensprozeß die Bildung von Gesteinsmassen veranlassen oder solche selbst schaffen. Andere Tiere bearbeiten wieder unmittelbar den Boden, die Nager durchwühlen ihn, die Regenwürmer wandeln ihn in Humuserde um, und die Termiten schütten ganze Hügel von Erde auf.

Unter den Meerestieren nehmen alle, die Kalk- und Kieselschalen tragen, an der Ausfüllung der Becken teil. Hier kommt aber zweifellos den riffbildenden Korallentieren die größte Bedeutung zu. Die kleinen winzigen Lebewesen bauen noch gegenwärtig ausgedehnte Riffe und ganze Inseln auf.

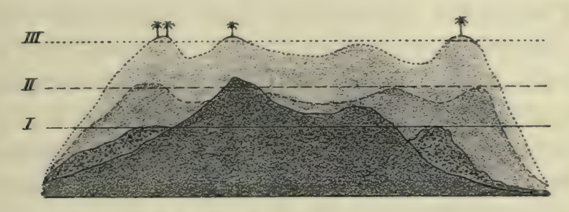


Fig. 78.

Die Korallenbauten begleiten meist unmittelbar die Küste als Saum- oder Küstenriffe, oder sie erheben sich erst in einiger Entfernung von dieser, einen lagunenartigen Meeresstreifen abgrenzend, als Wallriffe. Endlich ragen sie auch selbständig aus der Tiefsee als ringförmige Bildungen auf, die eine Lagune umschließen; man bezeichnet sie dann als Atolle.

Die Korallentiere erfordern bestimmte Lebensbedingungen. Das Meerwasser muß ungetrübt und genügend salzhaltig sein, weiter muß durch Strömungen und Wellenschlag für stete Nahrungszufuhr gesorgt sein und endlich darf die Temperatur des Wassers auch im Mittel des kältesten Monats nicht unter 20° sinken. Daher finden wir die Korallenriffe nur in den warmen Tropenmeeren und lebende Riffkorallen nur in den oberen Schichten des Wassers, etwa bis zur Tiefe von 40 m.

Die meisten Riffe und Atolle erheben sich jedoch steil aus einem weit tieferen Meere. Diese Tatsache bietet für die Erklärung der Korallenbauten große Schwierigkeiten. Die erste wissenschaftlich gut begründete Theorie verdanken wir Charles Darwin. Er nahm an, daß der Boden, auf dem die Korallen sich ansetzten, ursprünglich über

den Wasserspiegel hinausragte oder wenigstens nur wenige Meter unter diesem sich befand, wie es unsere Figur (78) in dem Niveau I zeigt.

Die Korallen bauten demnach zuerst ein Saumriff. Dann senkt sich der Boden allmählich, die Korallen bauten aber in demselben Maße, als das Meer tiefer wurde, immer weiter und blieben so lebensfähig, während die alten Stöcke tiefer sanken. Es entstanden die Wallriffe im Niveau II und schließlich das Atoll im Niveau III unserer Zeichnung. Nach dieser Theorie ist jedes Atoll aus einem Küstenriffe hervorgegangen.

Darwins Erklärung setzte nun allerdings voraus, daß die aus dem Meere steil aufragenden Inseln und Riffe ganz aus Korallen aufgebaut seien. Dafür fehlte bisher der Beweis. Durch neuere Bohrungen auf dem Atoll Funafuti, das zur Gruppe der Ellice-Inseln gehört, ist wenigstens für diese Insel festgestellt, daß der Korallenfels über 300 m mächtig ist, also weit tiefer reicht als die Lebensbedingungen der Korallentiere. Die Annahme Darwins einer allgemeinen Senkung des Bodens im Bereiche der Korallenbauten hat damit eine gewisse Bestätigung gefunden.

Gleichwohl hat diese Theorie bisher noch nicht die Zustimmung aller Forscher gefunden. Unter den Gegnern erlangte namentlich Murray mit seiner Theorie vielseitige Anerkennung. Er betrachtete die Atolle als auf unterseeische Erhebungen aufgesetzte Korallenbauten. Die Tiefe der Lagunen im Innern der Atolle sollte durch die erodierende Kraft des ein- und ausströmenden Wassers hervorgebracht sein. Andere Forscher glauben, daß die Atolle auch durch die Art der Entwicklung der Korallentiere selbst entstehen können. Man hat beobachtet, daß sich die Tierchen auf den bis zum Wasserspiegel aufragenden Riffen um so kräftiger entwickeln, je mehr sie vom offenen Meere her frisches Wasser und Nahrung zugeführt erhalten, daß sie aber auf der entgegengesetzten Seite aus Mangel an Nahrung ganz absterben. Dadurch müssen wenigstens in der Flachsee ebenfalls atollartige Inseln entstehen, ohne daß der Boden sich gesenkt hat. Die Atolle der Tiefsee müßten dann auf Untiefen, vielleicht vulkanischen Ursprungs, aufgesetzt sein, wofür allerdings noch der Beweis zu erbringen wäre. Die Ergebnisse der erwähnten Bohrungen dürften dagegen der Darwinschen Theorie wohl für viele Koralleninseln Gültigkeit verschaffen.

Literatur:

R. Langenbeck, Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln. — Leipzig, 1890.

W. Mai, Korallen und andere gesteinsbildende Tiere. (Aus Natur und Geisteswelt. 231) — Leipzig, 1909.

Die Formen des Landes.

Morphologie.

Die Lehre von den Formen des Landes, die Morphologie, hat die Aufgabe, die kennzeichnenden Merkmale dieser festzustellen und die verschiedenen Formen auf genetischer Grundlage zu klassifizieren.

Die morphologische Betrachtung der Erdoberfläche hat in die Geographie erst in der neueren Zeit Eingang gefunden. Noch Karl Ritter und Alexander v. Humboldt beschränkten sich auf die Aufgabe, die Formen durch Maß und Zahl zu bestimmen. Daraus entwickelte sich dann die Orographie, die ihren gewichtigsten Vertreter in v. Sonklar fand. Das genetische Prinzip führte erst Oskar Peschel in die Wissenschaft ein in seinem klassischen Werk „Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde", die er selbst als einen Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche bezeichnete. Eine wirklich genetische Morphologie schufen dann Ferdinand v. Richthofen mit seinem „Führer für Forschungsreisende" und Albrecht Penck mit seiner „Morphologie der Erdoberfläche", in der er zum ersten Male das ganze Lehrgebäude zusammenfassend darstellte. Durch die in diesen beiden Werken gegebene Anregung ist eine Fülle wertvoller morphologischer Arbeiten entstanden. Sie alle gründen sich auf die sorgsame Beobachtung und Untersuchung des Einzelfalles und auf die eingehende Berücksichtigung der Kräfte, aus deren Wirkung die Formen der Erdoberfläche entstanden sind.

An die Stelle der beschreibenden und analysierenden Darstellung und Betrachtung hat in der jüngsten Zeit der Amerikaner William Morris Davis die erklärende Beschreibung der Landformen gesetzt und damit auf die Entwicklung der Morphologie einen maßgebenden Einfluß auch in Deutschland gewonnen. Davis verzichtet bei der Betrachtung der Formen auf die Untersuchung der wirkenden Kräfte, deren Kenntnis er voraussetzt, und gründet die Beschreibung auf eine deduktiv entwickelte Terminologie der Formen, die aus den vorhandenen fertigen Formen hergeleitet ist. Er verfolgt dabei die Formen nach ihrer Entwicklung von Urformen durch Folgeformen zu den Endformen und faßt diese Entwicklung als einen Zyklus auf. Die Stufen eines solchen Zyklus werden durch die Zeitbegriffe jung, reif und alt ge-

kennzeichnet. Je nach der Art der Formentwicklung unterscheidet er verschiedene Zyklen:

1. den normalen oder nach Penck humiden Zyklus als Wirkung des fließenden Wassers, der Denudation und der Verwitterung.
2. den ariden Zyklus im Trockenklima, wo vorwiegend Wind und mechanische Verwitterung arbeiten.
3. den glazialen oder nach Penck nivalen Zyklus mit Schnee und Gletschern.
4. den marinen Zyklus im Bereiche der Küstengebiete.

In jedem einzelnen Falle betrachtet Davis die Formen, die sich während der aufeinander folgenden Stadien der Jugend, Reife und des Alters innerhalb eines Zyklus bilden, nach der Struktur des Landes, nach dem Vorgang der Abtragung und nach dem Stadium, bis zu dem die Formen in der abgelaufenen Zeit fortgeschritten sind.

Die Methode der erklärenden Beschreibung der Landformen ist aber auch nicht ohne Widerspruch geblieben. Namentlich haben Supan, Hettner und mit besonderer Schärfe Passarge gewichtige Einwände dagegen erhoben. Man wirft ihr vor allem vor die zu starke Vernachlässigung der Einzeluntersuchung und der Beachtung der wirkenden Kräfte sowie der einfachen empirischen Beschreibung, weiter die zuweit gehende Schematisierung der Formen und endlich die übertriebene, zu sehr deduktiv abgeleitete Terminologie, die das Bedürfnis weit überschreitet und in ihren Bezeichnungen nach dem Lebensalter oft irreführend und sogar unrichtig ist. Passarge hat der Physiogeographie von Davis ein völlig neues Lehrgebäude gegenübergestellt, das er als physiologische Morphologie bezeichnet hat. Mit diesem Namen soll angedeutet werden, daß die bei Schaffung der Formen sich vollziehenden Bewegungsvorgänge bis zu einem gewissen Grade mit den Lebensvorgängen im Körper eines organischen Wesens verglichen werden können.

Passarge gliedert die Morphologie in Übereinstimmung mit der Einteilung jeder Wissenschaft in einen analytischen, systematischen und geographischen Teil. Im analytischen werden die Einzelformen nach ihrer Entstehungsweise untersucht, im systematischen die genetisch erklärten Formen in ein System gebracht und schließlich im geographischen Teil ihre gesetzmäßige Verbreitung und Anordnung im Raume erforscht. Bei der Betrachtung der Formen der Erdoberfläche wird den sie gestaltenden Kräften ausgiebigst Beachtung geschenkt und die Kräftewirkungen als lokale (geologischer Bau und durch Schwerkraft bedingte Böschung) und regionale (im wesentlichen Kräfte klimatischer Natur) unterschieden.

Gebiete, in denen einheitliche Kräfte tätig sind werden als Regionen gleicher Kraftwirkungen bezeichnet. Formen die innerhalb einer Region gleicher Kraftwirkungen entstanden sind, nennt Passarge konsonant, Formen, auf deren Bildung zugleich eine benachbarte Region eingewirkt hat, dissonant. Da die Kräftewirkungen Veränderungen unterworfen sind, so müssen sich auch im Laufe der Zeit die Formen umwandeln. Daraus entwickeln sich die Begriffe harmonische Formen, die durch die gegenwärtig wirksamen Kräfte entstanden sind, und disharmonische Formen, die durch diese nicht mehr erklärt werden können. In seinem System der Morphologie scheidet Passarge wieder zwischen idealen monodynamischen, d. h. durch eine Kraft entstandenen Einzelformen, und polydynamischen Formen und ordnet sein System analog dem Linnéschen nach Typen, Klassen, Ordnungen, Familien, Gattungen und Spezialformen. Diesem System haftet aber gleichfalls ein gewisser Schematismus an und ihre praktische Verwertung dürfte zurzeit kaum möglich sein. Der Schwerpunkt der physiologischen Morphologie Passarges liegt in der Betonung der analytischen Morphologie, die uns zur genetischen Erkenntnis der Einzelformen führt, auf der sich erst die systematische Morphologie aufbauen kann. Vorläufig ist jedoch die Genese der Formen vielfach noch zu wenig bekannt, als daß wir schon zu einer Klassifizierung dieser auf genetischer Grundlage fortschreiten können. Wir müssen uns bescheiden, nach dem Beispiel von Richthofen, Penck, Supan, Hettner und anderen zunächst nur bestimmte Formentypen aufzustellen.

Literatur:

von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. — Berlin, 1886.
A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. — Stuttgart, 1894.
W. M. Davis u. G. Braun, Grundzüge der Physiogeographie. — Leipzig u. Berlin, 1911.
W. M. Davis, Die erklärende Beschreibung der Landformen. Deutsch bearbeitet von A. Rühl. — Leipzig, 1912.
S. Passarge, Physiologische Morphologie. (Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. 26, 1912).

Wagerechte Gliederung des Landes.

Die Formen des Landes sind nach zwei Richtungen zu betrachten, nach der wagerechten oder horizontalen und nach der senkrechten oder vertikalen Gliederung. Die wagerechte Gliederung tritt uns in den Umrissen des Festlandes entgegen, wie sie uns die Karten in der Projektion auf die Ebene zeigen.

Alle Länder auf der Erde sind meerumflossen, also Inseln. Als Inseln bezeichnet man aber schlechthin nur die kleineren Länder, während die größeren als Festländer gelten. Eine scharfe Scheidung zwischen beiden gibt es nicht. Australien mit 7 ²/₃ Mill. qkm. ist bereits ein Kontinent, während Grönland mit etwas über 2 Mill. qkm noch zu den Inseln gezählt wird.

Das Land wird von einer vielgewundenen Küstenlinie begrenzt. Die Ein- und Ausbuchtungen bilden seine Glieder. Zu diesen rechnet man außer den Halbinseln auch die Inseln, die das Land unmittelbar umgeben.

Die Größe dieser Gliederung ergibt sich aus der Menge und dem Flächeninhalt der Inseln und Halbinseln, die zu einem Lande gehören, sie wird unter anderem bestimmt durch das Verhältnis des Flächeninhaltes der Glieder zu dem des Rumpfes, d. i. des Landes ohne die Glieder. Für die einzelnen Erdteile erhält man folgende Werte: Europa 1:2, Asien 1:3, Afrika 1:48, Australien 1:4, Nordamerika 1:3, Südamerika 1:88.

Je nach dem Grade der Gliederung hat die Küstenlinie eine verschiedene Länge, ist sie mehr oder weniger entwickelt. Die Größe der Küstenentwicklung hat man bestimmt, indem man entweder das Verhältnis des kleinstmöglichen Umfangs (U) zur wirklichen Küstenlänge (L) oder indem man den Überschuß der wahren Küstenlänge über die kleinstmögliche in Prozenten der ersteren berechnet. Die kleinstmögliche Küstenlänge ist der Umfang des dem Lande flächengleichen Kreises oder der flächengleichen Kugelkappe. Für die Erdteile fand man folgende Werte:

	kleinstmögl. Umfang, U km	wirkliche Küstenlänge, L km	$U:L$	$\frac{100.(L-U)}{L}$
Europa	10700	37200	1:3,5	71
Asien	21900	70600	1:3,2	69
Europa-Asien . . .	23950	107800	1:4,5	78
Nordamerika . . .	15500	75000	1:4,9	79
Südamerika	14600	28700	1:2,0	49
Australien	9700	19500	1:2,0	50
Afrika	18600	30600	1:1,8	39

Obwohl diese Zahlen die größere Gliederung der nordhemisphärischen Kontinente gut veranschaulichen, sind die der letzten Reihen doch ohne weiteres nicht untereinander vergleichbar, weil die Küsten ungleiche Flächen umgrenzen, solche Grenzlinien aber nicht in demselben Verhältnisse zunehmen wie die Flächen.

Neben der Größe ist auch die Art der Gliederung von entscheidender Bedeutung für die geographischen Verhältnisse. Man sucht diese auszudrücken durch die Größe des Abstandes der einzelnen Flächenteile des Landes von der Küste. Dazu ermittelt man vor allem den größten und den mittleren Küstenabstand, indem man zunächst Linien gleichen Küstenabstandes konstruiert. Diese erhält man in der Weise, daß man um alle Punkte der Küste oder Grenze Kreise mit dem gleichen Radius schlägt und tangential an sie eine Kurve zeichnet, die dann alle Orte gleichen Grenzabstandes miteinander verbindet. Erweitert man beständig den Radius, so verkleinert sich der Raum des Landes mit größerer Küstenentfernung immer mehr, bis schließlich nur noch ein Punkt übrig bleibt; das ist der küstenfernste Ort des Landes, sein Abstand vom Meere ist die größte Küstenentfernung.

Der mittlere Küstenabstand eines Landes ergibt sich aus dem Mittel der Entfernungen aller Flächenteilchen von der Grenze. Man erhält ihn nach Rohrbach indem man die Produkte aus den Flächenteilchen und den Entfernungen summiert und durch die Gesamtfläche dividiert. Sind $a_1, a_2, \cdots\cdots a_n$ die Abstände der Flächen $f_1, f_2, \cdots\cdots f_n$, so ist der mittlere Küstenabstand

$$A = \frac{a_1 f_1 + a_2 f_2 + \cdots\cdots a_n f_n}{F}.$$

Nach Penck beträgt der größte und der mittlere Küstenabstand für

Europa	1550 km	342 km
Asien	2400 „	770 „
Afrika	1800 „	674 „
Australien	920 „	352 „
Nordamerika	1650 „	442 „
Südamerika	1600 „	543 „

Auf Grund derartiger Bestimmungen hat man ferner auch die größere oder geringere Zugänglichkeit eines Landes berechnen wollen; allein wir übergehen hier diese mathematischen Entwicklungen, da ihr wissenschaftlicher Wert noch nicht genügend geklärt ist.

Literatur:

C. Rohrbach, Über mittlere Grenzabstände. — Petermann's Mitt., Gotha, 1890.

Die Formen der Küsten.

Aus den Meeren steigen die Festländer auf. Ihre Küsten zeigen horizontal wie vertikal sehr verschiedene Formen. Der horizontalen Gliederung nach unterscheiden wir glatte oder gebuchtete Küsten. Die glatten Küsten sind überwiegend durch Anschwemmung, die gebuchteten durch Überflutungen bei positiver Niveauschwankung oder durch mehr oder weniger senkrecht auf das Land stoßende Gezeitenströmungen entstanden. Zu den gebuchteten Küsten gehören die Boddenküsten Pommerns und Mecklenburgs, die sich durch ihre auffallend zerlappte Gestalt auszeichnen. Vielfach sind sie von dem Meer durch eine glatte Küste abgetrennt, sie bilden dann Doppelküsten. Als solche gelten auch die Haffküsten. Die vom Meer abgetrennten Buchten heißen Haffe oder Lagunen. Eine Doppelküste stellt weiter auch die Wattenküste der Nordsee dar, bei der aber nur zur Flutzeit das tiefliegende Marschland hinter der Außenküste überschwemmt ist. Nach der Gestalt des Querprofiles unterscheidet man Steil- und Flachküsten. Beide können sowohl Gebirgen wie Fachländern angehören, da die Form des Landabfalles zum Meere nur von der relativen Höhe abhängt. Alle Steilabstürze des Landes bis unter den Wasserspiegel stellen echte Steilküsten dar. Wir finden sie unter anderem in den Fjorden, an der dalmatinischen Küste und auch an der Kanalküste Frankreichs. Meist ist die Steilküste durch die Brandung stark angegriffen und zum Teil schon dieser zum Opfer gefallen. Der steile Abfall wird dann noch von einem flachen Strande begleitet. Wird die Felswand noch von der Flutwelle erreicht, so ist die Brandungswelle in voller Tätigkeit, häufig infolge einer positiven Niveauverschiebung; befindet sich der Steilrand aber bereits soweit von dem Wasserspiegel entfernt, daß er auch von der Flutwelle nicht erreicht wird, so liegt vermutlich eine negative Niveauverschiebung vor und das Meer hat aufgehört, an der Zerstörung der Felswand zu arbeiten. Solche Küsten mit vorgelagertem Strande, die wir auch an den Binnenseen treffen, bezeichnet man als Kliffküsten.

Die zweite Form der Küsten, die der Flachküsten, tritt vorwiegend an der Grenze von Tiefländern auf; sie stellen meist Überflutungen des Flachlandes dar. Die Brandung übt auf die Gestalt solcher Küsten keinen wesentlichen Einfluß mehr aus, sie lagert nur das längs der Küste angehäufte Gesteinsmaterial um. Flachküsten sind oft auch durch die aufbereitende Wirkung der Meereswellen erst den Gebirgen oder Hochländern vorgelagert, die ursprünglich die eigentliche Umrahmung des Meeres bildeten.

Die einzelnen Formen der Küsten kehren auf der Erde mehrfach wieder, es bestehen also gewisse Küstentypen, die in engem Zusammenhange mit der Bildung des Landes stehen. Wir können nach von Richthofen unter diesen Typen mehrere zusammenfassen, die auf verwandte Vorgänge zurückzuführen sind. So beruhen eine ganze Reihe von Küstenformen auf dem Eingreifen des Meeres in die Hohlformen des Festlandes, andere sind dagegen vorwiegend durch den Ansatz von Schwemmland entstanden.

Zu den ersteren gehören vor allem die Talbuchten- oder Fjordküsten, die als tief in die gebirgige Küste eingreifende Buchten mit vielen vorgelagerten Inseln gekennzeichnet sind. Die Fjorde mit ihren zahlreichen Verzweigungen sind untergetauchte Talsysteme; doch ist die Sohle des Fjordtales meist später umgestaltet, sie zeigt wiederholt und ganz besonders am Ausgange ins Meer eine Anschwellung des Bodens. Da die Fjorde nur an solchen Küsten vorkommen, welche früher stark vergletschert gewesen sind, so steht ihre Bildung vermutlich ursächlich mit der Eiszeit im Zusammenhang. Man nimmt an, daß die heutigen Fjordtäler gebildet wurden, als das Land so hoch über dem Meere lag, daß auch die Talsohle noch über dem Wasserspiegel sich befand. Gleichzeitig mit der Gletscherausfüllung der Täler sank dann das Land, die Gletscher schützten dieses vor der Abrasion und verhinderten außerdem die Zuschüttung der Talfurchen; nur dort, wo durch den Auftrieb des Wassers Teile der Gletscher als Eisberge abbrachen, lagerten sich Schuttmassen ab, die jene Bodenschwellen bildeten, die wir heute am Ausgange vieler Fjorde finden und die, wie von Richthofen annimmt, später vielleicht auch noch durch das von der Brandung gelöste Gesteinsmaterial erhöht wurden.

Die Fjorde treten meist an solchen Küsten auf, die parallel dem Streichen des Gebirges verlaufen, an Längsküsten, sie greifen in dieses Gebirge als Quertäler ein. Dadurch unterscheiden sie sich von den Küsten, die wir am adriatischen Meere in Dalmatien treffen. Der dalmatinische Küstentypus stellt uns ebenfalls untergetauchte Talsysteme dar, aber die Täler sind Längstäler, zwischen denen die trennenden Rücken infolge der geringen Kraft der Brandungswelle stehen geblieben sind.

Eine weitere Küstenform, deren Bildung auch auf einer positiven Niveauverschiebnng beruht, begegnet uns an der galizisch-asturischen Küste. Man bezeichnet sie als Riasküste. Hier bricht das Gebirge quer ab, wir haben eine transversale Küste vor uns. Das Meer hat die

Hohlformen des Gebirges überflutet, arbeitet aber zugleich auch ununterbrochen gemeinsam mit den vom Lande kommenden Flüssen an der Umgestaltung des Bodens, so daß diese Küsten sich durch große Mannigfaltigkeit der Formen auszeichnen.

Mit der Eiszeit stehen wie die Fjorde auch die eigentümliche schwedisch-finnische Skjärenküste mit den schmalen Fjärden und die östliche cimbrische Küste mit den tiefeinschneidenden Föhrden im Zusammenhang. Es sind vom Meere überspülte Glazialländer, deren mannigfaltige Formen nicht mehr durch eine Brandung bearbeitet wurden. Wie hier, so haben wir es auch in der Limanküste des Schwarzen Meeres mit den Bildungen eines untergetauchten Flachlandes zu tun. In die ursprünglichen Täler greift das steigende Meer ein, der Verlauf der Küste ist dabei ein einfacher, unterbrochen nur von zahlreichen schmalen Buchten, die vom Lande aus durch die Sedimente der Flüsse beständig verkleinert werden, wenn nicht durch eine starke Gezeitenbewegung die Ablagerungen wieder ausgeräumt sind. In diesem Falle entstehen trichterförmige offene Mündungen, die wir namentlich an Tafellandküsten finden.

Unter den Schwemmlandküsten stellt von Richthofen zunächst den hinterindischen Typus auf, bei dem die Gebirge zwar noch den allgemeinen Verlauf der Küste bestimmen, aber in der Einzelgliederung nicht mehr zur Geltung kommen. Weiter zählt er hierher die Lagunenküsten, die durch Anschwemmung von Fluß- und Meeressedimenten entstehen. Durch Ansatz von Schwemmland ist ferner die Küste von Guyana gebildet; hier sind die Sedimente durch Meeresströmung in Linien parallel zur Küste abgesetzt. Wieder einem anderen Typus begegnen wir an der patagonischen Küste, an der eine kontinentale Strandverschiebung stattgefunden hat. Das Meer schneidet das Land transversal ab, die Gliederung des abgetragenen Gebirges bestimmt noch den Verlauf des Strandes, es liegt eine Art Riasküste vor, nur mit weit einfacheren Formen. Bildet der aus dem Wasser aufsteigende Meeresboden eine ebene Fläche, so haben wir eine Meeresgrundküste vor uns. Alle übrigen Küstenformen, welche sich den aufgezählten Typen nicht einreihen lassen, faßt von Richthofen als Ausgleichsküsten zusammen. Bei diesen verlaufen die Küsten in geraden oder leicht geschwungenen Linien ohne deutliche Beziehung zu den Flußmündungen oder Gebirgen des Landes.

Philippson gliedert die Schwemmlandküsten nach ihrer Entstehung in potamogene oder Deltaküsten, in thalassogene, aus marinen

Sedimenten gebildete Küsten und in potamo- und thalassogene Küsten, die durch beide Faktoren zugleich ihre Formen erhalten haben.

Im einzelnen zeigen vielfach die Küsten noch örtliche Abweichungen in ihrer Gestalt, die durch den Wechsel härteren oder weicheren Gesteines, durch den Einfluß vulkanischer Tätigkeit und durch die Bauten der Korallentiere verursacht sein können.

Bei den meisten Küstenformen treten deutliche Beziehungen zu dem Baue des Landes hervor. von Richthofen unterscheidet danach ebenfalls verschiedene Küstenformen gleichsam höherer Ordnung. Küsten, welche den nahe gelegenen Gebirgen parallel laufen, bezeichnet er als Längs- oder Longitudinal-Küsten. Im Gegensatze dazu nennt er solche, auf welche die Gebirge unter einem rechten oder spitzen Winkel zulaufen, Quer-, Diagonal- oder Transversal-Küsten. Weiter zählt er auf: Beckenrandküsten, die auf der Innenseite der Faltengebirge, z. B. auf der Westseite Italiens, liegen, neutrale Hoch- oder Schollenküsten, bei denen keine sichere Beziehung zu dem Baue des Festlandes zu erkennen ist, und endlich regionale Schwemmlandküsten, die im Gegensatze zu den letzteren Flachküsten sind, aber zu dem äußeren Relief des Landes sich ebenfalls neutral verhalten. Sie sind vielfach durch Überflutung des Flachlandes entstanden. Supan nennt die Küsten, die wie die Westküste Amerikas die großen Gebirgsketten in ihrem Verlauf begleiten, konkordant und stellt ihnen die diskordanten, die die Gebirgsketten durchschneiden, gegenüber.

Die Längs-, Quer- und Beckenrandküsten faßt Hettner als Faltungsküsten zusammen, weil sie entweder gleichzeitig mit der Gebirgsfaltung entstanden sind oder wenigstens mit dieser mehr oder weniger genetisch zusammenhängen.

Betrachten wir die geographische Verbreitung der einzelnen Küstenformen, so erkennen wir, daß gewisse Formen am Rande dieses, andere am Rande jenes Meeres vorherrschen. Die Landumrahmung des Pazifischen Ozeans zeigt uns vorwiegend Längsküsten. Fast überall fallen die Küsten mit der Richtung der am Ufer aufsteigenden Gebirge zusammen. Den Atlantischen Ozean begrenzen dagegen meist neutrale Küsten, die zu dem tektonischen Baue der Festländer fast gar keine Beziehung zeigen. Suess hat diese beiden Formen als zwei scharf getrennte Typen hingestellt, den atlantischen und den pazifischen Küstentypus. In der Umrahmung des Indischen Ozeans beobachten wir beide Formen.

Literatur:
A. Philippson, Über Typen der Küstenformen (Richthofen-Festschrift). — Berlin, 1893.
P. Dinse, Die Fjordbildungen (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1894).

Inseln und Halbinseln.

Die Inseln sind ihrer Entstehung nach entweder Abgliederungen oder Reste der Festländer, also kontinentale Inseln, oder selbständige Aufschüttungen im Meere, ursprüngliche oder ozeanische Inseln.

Die Kontinentalinseln zeigen in ihrem geologischen und orographischen Bau meist denselben Charakter wie das benachbarte Festland. Es sind durch Senkungen und Brüche, seltener durch Meereserosion abgelöste Stücke davon. Wo der Umriß des Landes durch Gebirgsbogen oder durch bogenförmige Bruchlinien gebildet wird, greift diese Form auch auf die Inseln über. Daher wird Ostasien von einer Reihe großartiger Inselbogen begleitet und herrscht auch in den Antillen eine bogenförmige Anordnung der Inseln.

Die ursprünglichen Inseln sind entweder durch vulkanische Aufschüttung oder durch Aufschüttung mariner Sedimente oder endlich durch negative Niveauverschiebung entstanden. Zu diesen Inseln gehören also vor allem die vulkanischen Inseln und die Koralleninseln, die Atolle.

Für die Klassifikation der Inseln dienten meist paläontologische und biologische Merkmale als Grundlage. Danach haben Wallace und Peschel ein Inselsystem aufgestellt. Kirchhoff hat neben den floristischen und faunistischen Kennzeichen auch die geologischen Verhältnisse eingehend berücksichtigt. Hahn und von Richthofen stützten dann ihre Gliederung der Inseln wesentlich auf den inneren Bau dieser. von Richthofen unterscheidet Kontinentalinseln, parasitische Inseln, denen er die vulkanischen und die Korallen-Inseln zurechnet, und Schwemminseln, die sich im Schwemmlande der Küsten finden.

Ein neues Inselsystem auf Grund morphologischer und geologischer Tatsachen zugleich hat Hettner gegeben. Er lehnt sich unmittelbar an von Richthofen an und gliedert die Kontinentalinseln in unselbständige, nahe der Küste gelegene, und in selbständige, die weiter von der Festlandküste abliegen und meist ihren eigenen geologischen Bau aufweisen.

Inseln, die vom Festlande nur durch ein seichtes Meer getrennt sind, bezeichnet Hettner als Inseln des Festlandsockels; es sind nach von Richthofen binnenständige Inseln. Jene Inselreihen aber, die wie Girlanden die Küste begleiten, also Aleuten, Kurilen usw., heißen bei ihm Faltungs- oder Ketteninseln, nach von Richthofen randständige Inseln. Eine andere Gruppe von Inseln, die durch Brüche losgerissene Teile von Tafel- oder Schollenländern bilden, nennt er Schollen- oder Horstinseln. Ein treffendes Beispiel dafür ist Madagaskar.

Hettner hat das System auch auf die Halbinseln ausgedehnt, die als werdende oder gewesene Inseln betrachtet werden können. Er unterscheidet also auch hier Halbinseln des Festlandsockels, wie z. B. Jütland und Skandinavien; ferner Ketten- oder Faltungshalbinseln, zu denen Kamtschatka, Korea und Malakka gehören, und schließlich Schollenhalbinseln wie Vorderindien und Arabien.

Nach Supan entstehen Halbinseln entweder durch Abgliederung oder durch Angliederung. Bei den abgegliederten Halbinseln haben wir es mit Ländern zu tun, die geologisch und orographisch noch eng mit dem benachbarten Festland verknüpft sind (Apenninenhalbinsel, Balkanhalbinsel, Hinterindien, Korea, Niederkalifornien), die angegliederten Inseln sind dagegen in Bodenbau und Bodengestalt selbständige Landschollen, die oft als fremdartige Stücke erst durch sekundäre Vorgänge dem Festland angeschweißt sind (Pyrenäenhalbinsel, Dekan).

Literatur:

Wallace, Island Life. — London, 1880.

A. Kirchhoff, Das genetische Inselsystem (Zeitschr. f. wissensch. Geogr., Bd. III, 1882).

F. Hahn, Inselstudien. — Leipzig, 1883.

Senkrechte Gliederung des Landes.

Die senkrechte oder vertikale Gliederung des Landes ergibt sich aus seinem Relief, aus seinen Oberflächenformen. Diese sind das Produkt der Arbeit der endogenen und exogenen Kräfte. Die endogenen Kräfte schaffen das äußere Gefüge der Erdkruste, schaffen nach Penck Strukturformen (Gebirge, Flachländer), die sich zumeist auch durch ihre räumliche Ausbreitung auszeichnen, zugleich Großformen sind. Diese endogenen Formen unterliegen dann der Arbeit der exogenen Kräfte, die sie zergliedern und zerstückeln und sie in neue Formen umwandeln, die man treffend als Skulpturformen bezeichnet hat. Sie sind über-

wiegend Kleinformen (Ebene, Stufe, Berg, Tal, Becken, Höhle). Die Strukturformen sind im allgemeinen die zeitlich älteren, aus denen erst die Skulpturformen herausgearbeitet wurden. Man hat diese zeitliche Folge durch die Ausdrücke Urformen und Folgeformen kenntlich gemacht.

Faßt man die gesamte Krustenoberfläche der Erde ins Auge, denkt man sich also die Meere vom Wasser entleert, so erscheinen als oberste Glieder in der Bodengestalt die riesigen Senkungsfelder der Meeresbecken, aus denen sich als Horste die gewaltigen Kontinentalblöcke erheben. Sie dürfen wir betrachten als Formen erster Ordnung. Die Gebirge und Flachländer auf dem Festland, die Struktur- oder Großformen, sind dann Formen zweiter, die Kleinformen solche dritter Ordnung.

Die Hauptformen des Landes, die die Bodenplastik bestimmen sind die Flachländer und die Gebirge, denen von Richthofen noch die Hohlformen (Täler und Senken) beifügt. Penck unterscheidet in seiner Morphologie Ebenen, aufgeschüttetes Hügelland, Tal- und Wannenlandschaften, Gebirge und Höhlen. Als Wannen bezeichnet er die wirklichen Hohlformen, die man bisher schlechthin Becken nannte.

Flachländer.

Die Flachländer oder Flachböden sind eben oder nur einseitig geneigt oder auch muldenförmig eingesenkt. Sie sind Formen der Flachschichtung. Ihrer Höhenlage nach unterscheidet man Hoch- und Tiefländer, ohne diese aber durch eine bestimmte Höhenlinie scharf zu trennen. Im allgemeinen gilt als solche die 200 m-Höhenlinie.

Die Flachländer sind verschiedenen Ursprungs. Sehr verbreitet sind die Schichtungstafelländer. Sie werden vielfach als Plateaus oder Hochebenen bezeichnet. Diese Ausdrücke sind aber nicht immer zutreffend, weshalb von Richthofen sie möglichst ganz missen möchte, während er den Ausdruck Hochfläche noch für zulässig hält. Unter Tafelland begreift man solche Formen, bei denen eine möglichst ebenflächige, nahezu horizontale Lagerung die Bodenplastik bestimmt, sie sind meist Hochländer, weil erst bei etwas höherer Lage des Flachbodens der Charakter als Tafelland hervortritt. Das ausgebreitetste Tafelland finden wir in Afrika, das fast in seiner ganzen Ausdehnung als ein solches erscheint. Auch Nord- und Südamerika haben große Tafelländer, ebenso Australien, dessen Inneres davon erfüllt ist. In Europa ist das ausgedehnteste Tafelland die russische Tafel, die eine sehr flache schüsselförmige Einsenkung bildet.

Diese aus festem Sedimentgestein, meist höheren Alters, aufgebauten Tafelländer bezeichnet Supan als ursprüngliche Ebenen, denen er die

aufgesetzten Ebenen, bei denen durch lockere Aufschüttung jugendliche Störungsgebiete überdeckt werden, gegenübergestellt. Eine Sonderstellung nehmen die Übergußtafelländer ein, entstanden durch deckenförmige Ausbreitung basaltischer Ergußmassen oder durch Ausfüllung tektonischer Senken (Hochland von Armenien).

Zu den aufgesetzten Ebenen gehören zunächst die Flachböden äolischer Aufschüttung, die als ausgefüllte Landsenken oder Seebecken in den Trockengebieten der Kontinente, besonders in Ostasien (Lößablagerung), auftreten, sowie auch die durch Anhäufung des Verwitterungsschuttes erzeugten Hochflächen in abflußlosen Regionen der Erde (Tibet), sodann alle Anschwemmungsflächen, also die Stromniederungen und Flußebenen, bei denen es sich ebenfalls oft um ausgefüllte Landsenken (Oberrheinische Tiefebene, Poebene, Donautiefebene, Hindostan, Amazonastiefland) handelt. Diese jugendlichen Flachgebilde grenzen meist unmittelbar an das Meer und umrahmen die inneren Festlandserhebungen. Supan nennt sie peripherische Flachböden. Sie sind Tiefländer, die entweder buchtenförmig in das Land eingreifen oder diesem als Ebenen angefügt sind. An ihrem Werden ist neben der Anschwemmung auch negative Niveauschwankung beteiligt. Wir haben es dann mit marinen Flachländern zu tun.

Flachböden entstehen schließlich auch durch lange andauernde Abtragung, durch Destruktion. Man bezeichnet sie als Rumpfflächen. Zu ihnen zählen viele Hochländer. Manche von diesen sind freilich durch spätere Vorgänge wieder in Gebirge umgewandelt. Ausgedehnte Rumpfflächen treten uns in dem skandinavischen und in dem kanadischen Schild entgegen. Sie sind niemals völlig eben, sondern werden von flachen Rücken und Hügeln durchzogen, meist Hervorragungen härteren Gesteins. Ihre Entstehung führt von Richthofen auf Abrasion zurück. Seine Anschauung findet dort eine gewisse Bestätigung, wo marine Ablagerungen deutlich die alte Rumpffläche bedecken, was in einigen deutschen Mittelgebirgen (Thüringer Wald) nachgewiesen ist. Der Amerikaner Davis und seine Anhänger betrachten diese Flachgebilde sämtlich als Peneplains oder Fastebenen, also als das Ergebnis eines abgeschlossenen Erosionszyklus. Diese Auffassung gründet sich aber mehr auf theoretische Erwägungen. Die tatsächliche Entwicklung eines Erosionszyklus bis zur Einebnung ist nirgends sicher nachgewiesen, sie setzt ungeheuer lange Zeiten tektonischer Ruhe voraus. Viele der Rumpfflächen tragen auch nicht mehr den Charakter der Reife, sondern ihre Gewässer bilden Stromschnellen und Wasserfälle, sind also noch im Stadium der Jugend oder Unreife.

Gebirge.

Auch die Gebirge werden nach ihrer Höhe und äußeren Form eingeteilt. Die Erhebungen mittlerer Höhe mit sanft ansteigenden Gehängen und breiten Rücken oder Kuppen bezeichnet man als Mittelgebirge, während steilaufragende Bergländer mit scharfen Spitzen und Kämmen von größerer Höhe als Hochgebirge angesehen werden; doch gibt es hier keine bestimmte Grenze zwischen beiden Kategorien, ebenso wie auch zwischen Mittelgebirge und Hügelland sich eine scharfe Grenze nicht ziehen läßt. Richter hat die charakteristischen Hochgebirgsformen, wie sie uns in den Alpen entgegentreten, auf die Wirkung einstiger Vergletscherung zurückgeführt und faßt sie als glaziale Formen auf, während die milden Formen der Mittelgebirge das Ergebnis der Wasserarbeit sind. Es sind fluviatile oder hydatogene Formen.

Nach der äußeren Form der Erhebung allein unterscheidet man Massengebirge, die als eine breite einheitliche Erhebung aus dem Lande aufragen, und Ketten- oder Kammgebirge, deren höchste Gipfel sich zu einer Kette aneinanderreihen oder einen mehr oder weniger deutlichen Kamm bilden.

Wichtiger ist die Einteilung der Gebirge nach genetischen Gesichtspunkten. Danach haben wir zunächst Gebirge, welche durch die exogenen Kräfte und solche, die durch die endogenen Kräfte geschaffen sind; beide Kräfte haben aber oft gemeinsam das Gebirge hervorgebracht, so daß diese verschiedenen Bildungen nicht immer deutlich zu trennen sind.

Als endogene Gebilde erscheinen die Falten- und die Schollen- oder Bruchgebirge.

Die Faltengebirge, zu denen die meisten der jüngeren Gebirge der Erde gehören, zeigen wieder je nach der Art ihres Aufbaues sehr verschiedene Formen. Sie sind ihrer äußeren Gestalt nach überwiegend Kettengebirge. Vielfach beherrscht die Faltung die ganze Plastik des Gebirges, es folgen dann lange Kämme und Längstäler aufeinander. Ein Beispiel dafür ist der Schweizer Jura. Zuweilen reihen sich auch zahlreiche gleichförmige Falten in parallelen Zügen aneinander; von Richthofen bezeichnet solche Bildungen als Rostgebirge. Das ganze südöstliche China ist von einem derartigen Rostgebirge eingenommen.

Andere Faltungsgebirge weisen nach beiden Seiten hin verschiedene Formen auf, sie sind unsymmetrisch gebaut. Es sind meist bogenförmige Gebirgszüge wie die Alpen, die Apenninen, die Karpathen und viele andere Glieder der großen Gebirgszone der Alten Welt. Sie besitzen im allgemeinen zwei morphographisch wesentlich voneinander abweichende

Seiten, eine konkave oder innere Seite mit sehr starker Faltung und gewaltiger Pressung der Gesteine, mit zahlreichen Brüchen und Senkungen und eine konvexe oder äußere Seite mit geringerer Faltung.

Zuweilen bildet eine einzige Wölbung der Erdrinde die Ursache eines Gebirges. Nach der Auffassung der amerikanischen Geologen sind die Uintaberge, die vom Wahsatchgebirge nach dem Felsengebirge streichen, ein typisches Beispiel eines derartigen einfachen Faltensattels, einer Monoantiklinale.

Auch die Bruchgebirge zeigen sehr verschiedenartige Bildungen. Sind sie durch einseitigen Bruch entstanden, so erscheinen sie nur von der Bruchseite aus als Gebirge, während sie nach der anderen Seite flach abfallen. Von Richthofen bezeichnet diese Formen als einseitige Schollengebirge oder Schollenrandgebirge (Erzgebirge). Der Bruch kann eine einmalige Senkung sein, häufiger ist er jedoch ein Staffelbruch. Die Scholle fällt dann in Stufen, Bruchstufen, ab. Der Bruch geht auch zuweilen in eine Flexur über.

Ist eine Scholle zwischen abgesunkenen Schollen stehen geblieben, so haben wir nach Suess ein Horstgebirge vor uns. Je nach dem Baue des Bodens können wir verschiedene Horstgebirge unterscheiden, so spricht man von Tafelhorsten und namentlich auch von Rumpfhorsten, wo die stehengebliebene Scholle der Rumpf eines alten Faltengebirges ist.

Die Rumpfhorste führen uns zu dem Begriffe der Rumpfgebirge. Als solche bezeichnet man alte Faltengebirge, welche durch die Destruktion wieder abgetragen sind und unabhängig von der einstigen Faltung durch die exogenen Kräfte später von neuem durchfurcht wurden. Sie zeigen meist flachgewölbte Bergformen, abgerundete Gipfel und wenig tief einschneidende Pässe. Es sind Massengebirge. Die Gipfel nähern sich in ihrer Höhe noch oft einer einheitlichen Fläche, die die ursprüngliche Destruktionsfläche darstellt. Diese Rumpfgebirge sind ziemlich verbreitet. Wir begegnen ihnen besonders in den Mittelgebirgen. In Europa gehören unter anderen zu ihnen die meisten mitteldeutschen Gebirge, das Zentralplateau von Frankreich, das schottische Bergland, das skandinavische Gebirge.

Nicht selten verdankt ein Gebirge allein der Wirkung der exogenen Kräfte seine Entstehung. Diese sind überhaupt imstande, aus jedem Flachlande ein Gebirge zu schaffen, wenn sie nur genügend lange tätig sein können. Solche Gebirge nennt man Erosionsgebirge. Im allgemeinen entstehen durch die Erosion zunächst nur Hügelländer. Erst

bei fortgeschrittener Erosion beginnt die Bildung wirklicher Bergländer oder Gebirge. Diese lassen in den Bergkuppen meist noch das ursprüngliche Flachland erkennen, ihre Täler zeigen dagegen große Mannigfaltigkeit. Die Formen der Täler hängen im einzelnen von der Härte des Gesteins, von der Art ihrer Lagerung und der Intensität der zerstörenden Kräfte ab. Typische Erosionsgebirge sind das Quadersandsteingebirge der sächsisch-böhmischen Schweiz und die Gebiete am Kolorado Nordamerikas.

Aus den Tafelländern entstehen durch die Erosion die Tafel- oder Inselberge, wie wir sie in den Ambas Abessiniens, in den Mesas des Koloradogebietes oder in den Temoins (Zeugen) der östlichen Sahara wahrnehmen. Eine widerstandsfähigere Gesteinsschicht als oberste Decke ist meist die Ursache dieser eigenartigen Bodenformen. Die steilen Gehänge sind durch das raschere Fortschreiten der Abtragung erzeugt. Nicht selten sind diese auch eine Folge vertikaler Zerklüftung des Gesteins (Elbsandsteingebirge). Der Bildung der Tafelberge steht die der Landstufen nahe, die nachweislich durch die Destruktion entstanden sind. Auch hier handelt es sich meist um eine Abtragung weicherer Schichten unter einer härteren Decke. Typische Beispiele für solche Destruktionsstufen liefert die schwäbisch-fränkische Stufenlandschaft.

Zu den Erosionsgebirgen können wir auch die Karstgebiete rechnen, in denen die Erosion nur vorwiegend unterirdisch erfolgt, aber schließlich doch auch das oberflächliche Relief bestimmt.

Eine weitere Kategorie von Gebirgen sind die vulkanischen Ausbruchs- und die durch Sedimente gebildeten Aufschüttungsgebirge. Sie sind alle unabhängig von dem Baue der unterlagernden Schichten, diesen vielmehr als parasitische Gebilde aufgesetzt.

Die vulkanischen Ausbruchsgebirge zeigen meist flachgewölbte, domförmige Formen oder bilden auch breite massige Erhebungen. Sie sind oft nach ihrem Ergusse noch von Sedimenten überdeckt, aus denen sie dann aber später durch die exogenen Kräfte wieder herauspräpariert sind. Die Abtragung schreitet nicht selten soweit fort, daß auch die Ausbruchsschlote und die vulkanischen Stöcke freigelegt werden, aus denen die Destruktion steile Kegel (Spitzberge) schafft. Zu derartigen Formen werden auch die von der Sedimentdecke befreiten Lakkolithe umgewandelt.

Durch Aufschüttung entstehen im allgemeinen nur niedrige Hügelländer, wie wir sie in den Dünen und mit besonders charakteristischen Formen in den Moränengebieten der Gletscher finden. Der Gletscherschutt wird als Endmoräne in langen breiten bogenförmig verlaufenden Rücken abgelagert, hinter denen sich ein von der Grundmoräne

überkleidetes wirres Hügelland ausbreitet, dessen einzelne Erhebungen vielfach zu Reihen aneinander geordnet sind, und zwischen denen oft breite moor- oder seeerfüllte Senken liegen. Die einzelnen Hügel bezeichnet man als Drumlins.

Täler.

Gebirge und Flachländer werden von Hohlformen, von Tälern durchzogen. Nach Richtung, Lage und Gestalt zeigen diese zu dem Baue des Bodens mannigfaltige Beziehungen. So kann man Gebirgstäler, Saumtäler und Flachlandstäler nach der Lage in den verschiedenen Bodenformen unterscheiden. Laufen die Gebirgstäler parallel der Hauptrichtung des Bodenbaues, z. B. in Faltengebirgen in der Richtung der Falten, so bilden sie Längstäler; durchschneiden sie diese Richtung, so bezeichnet man sie als Quertäler.

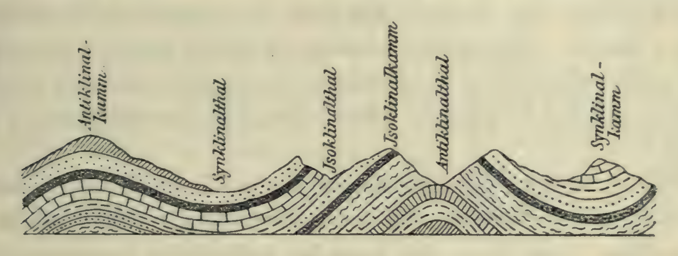


Fig. 79.

Für die einzelnen Formen der Täler sind verschiedene Benennungen im Gebrauche, so spricht man von Mulde, von Trog und von Becken und weiter auch von Furchen, Rinnen und Einschnitten. Diese rein morphographischen Bezeichnungen bieten aber keine ausreichende Grundlage für eine Einteilung der Hohlformen. Eine solche muß auf den genetischen Verhältnissen sich aufbauen. Es ergeben sich dann zwei große Gruppen von Tälern, solche, die ursprünglich mit dem Relief des Landes entstanden sind, und solche, welche erst durch die exogenen Kräfte in den Boden eingegraben wurden. Die ersteren sind ursprüngliche oder tektonische Täler, die letzteren Erosions- oder Skulpturtäler.

Die tektonischen Täler sind entweder durch Faltung oder durch Verwerfung entstanden. Die Faltentäler treten fast durchweg als Längstäler auf. Sie sind dann je nach ihrer Lage zu den Faltungen Synklinal-, Antiklinal- oder Isoklinaltäler (Fig. 79), oder nach von Richthofen Sohlen-, Scheitel- oder Flankentäler. Eine weitere Form der Faltentäler ist mit der sogenannten Schuppenstruktur verbunden. Diesen Namen hat Suess

jener Art der Schichtenfolge gegeben, welche auf Überschiebung der Falten beruht, wodurch eine Wiederholung der Schichten übereinander geschaffen ist, in denen longitudinale Hohlformen entstanden sind. Die Schichten in solchen Schuppentälern sind meist isoklin geneigt.

Die auf Verwerfung beruhenden Hohlformen, die Senkungstäler, sind je nach der Art des Bruches ganz verschiedene Gebilde. Folgen die Absenkungen dem allgemeinen Streichen der Schichten, so bezeichnet man sie als Längsbruchtäler; ist zwischen zwei Längsbrüchen eine Erdscholle abgesunken, so haben wir nach Suess ein Grabensenkungstal oder ein Grabental vor uns. Von diesem wesentlich verschieden sind die interkollinen Täler, bei denen nach Supan eine Landscholle zwischen zwei selbständigen Gebirgen liegen geblieben ist. Andere Formen sind die Tafelbruch-, die Kesselbruch- und die Endbruchtäler, deren Bildung sich unmittelbar aus dem Namen ergibt.

Alle tektonischen Gebilde der Erde sind später durch die Denudation und Erosion umgestaltet worden. Vielfach haben diese auch erst in den Boden neue Täler eingegraben. Es sind das die Skulpturtäler, deren Bildung meist mit dem tektonischen Bau der Gebirge eng zusammenhängt.

Die Form dieser Täler wird einmal wesentlich durch die Beschaffenheit und die Lage des Gesteins, wie wir früher schon gesehen haben, beeinflußt, sodann aber steht sie auch in bestimmter Beziehung zu der erodierenden Kraft. Die bewegte Luft schafft nur flache Hohlformen, das fließende Eis, über dessen Erosionswirkung die Geologen noch nicht einig sind, bringt vermutlich ebenfalls nur flache Talmulden, Taltroge, hervor. Die wirksamste Kraft ist hier das fließende Wasser, das selbst das härteste Gestein zu durchnagen vermag. Die meisten Skulpturtäler der Erde sind durch das fließende Wasser erzeugt. Die Furche mit abgeböschten Wänden und ebenem Boden, die Rinne mit spitzwinklig sich schneidenden Talwänden und die Kerbe mit senkrechten Wänden sind Bildungen des bewegten Wassers. Der Gletscher hat diese Formen nur umgearbeitet, die Erosion des fließenden Eises wirkt sekundär, nicht primär, weshalb der Betrag der glazialen Erosion auch nur schwer zu bestimmen ist.

Die Erosionstäler folgen in ihrer Richtung zunächst dem ursprünglichen Gefälle des Bodens. Da dieses oft unabhängig ist von dem Baue des Bodens, so treten sie nicht selten als Querfurchen auf. Namentlich ist das in Rumpfgebirgen der Fall, deren ursprüngliche Oberfläche quer zum Streichen der Falten ansteigt.

Von der ursprünglichen Gefällsrichtung wird dann die Erosion durch den Wechsel der Gesteine wie durch tektonische Vorgänge abgelenkt. Talkrümmungen entstehen jedoch auch allein schon durch die Neigung der Flüsse zur Serpentinenbildung, die im Gebirge ebenso zur Wirkung kommt wie im Flachland. Zuweilen verlaufen die Täler ohne jede Beziehung zu den tektonischen Linien, sie sind dann in ihrer Richtung durch andere Ursachen bestimmt. So sind manche Skulpturtäler erst in übergelagerte Schichten eingegraben gewesen, ehe sie in das Grundgebirge einschnitten, das sie nun in der früheren Richtung weiter bearbeiteten. Man bezeichnet sie als epigenetische Täler.

Die Erosion greift den Boden stets gleichzeitig an verschiedenen Punkten an; dadurch entstehen zahlreiche Talfurchen, die mehr oder weniger parallel laufen und sich am Fuße der gleichsinnig geneigten Fläche in einem Hauptttale vereinigen. Es bilden sich so größere Talsysteme, die je nach der Eigenart des Bodenbaues sehr verschiedene Formen annehmen können. Ein solches System beginnt mit dem ersten Gehängetal, dem von den eigenen Gehängen wieder Flüsse, Nebenflüsse, zuströmen, in denen sich dann der gleiche Vorgang wiederholt. Davis hat nach dem Verlauf der Entwicklung eines Talsystems die Täler klassifiziert (Fig. 80).

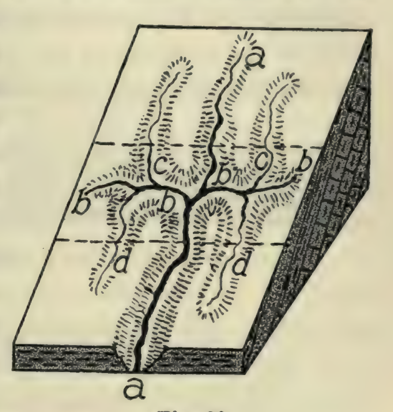


Fig. 80.

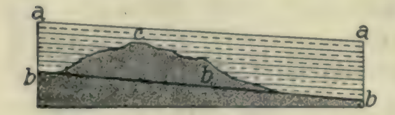
Er nimmt dabei an, daß die ursprüngliche Abdachung dem Fallen der Schichten entspricht und bezeichnet nun die ersten Abdachungstäler als konsequente Täler (a), die senkrecht dazu gerichteten Nebentäler als subsequente (b); in diese münden wieder Täler, teils in der Richtung des Schichteinfallens, resequente (c), teils entgegengesetzt, obsequente Täler (d); Täler, die unabhängig davon verlaufen, heißen insequente.

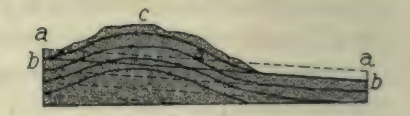
Die Seitentäler fallen sehr häufig in einer Stufe zum Haupttal ab, sie bilden Hängetäler. Das Haupttal gilt dann als übertieft. Eine solche Talübertiefung soll namentlich durch die Glazialerosion bewirkt werden. Allein ihre Bildung ist auch durch Wasser durchaus denkbar. Hängetäler treffen wir auch an den Meeresküsten, wenn durch die Abrasion das Ende des Tales abgeschnitten ist, die Abrasion also schneller fortschreitet, als das Tal sich einschneidet.

Die Skulpturtäler gehören normal nur einem Gehänge des Gebirges

an. Im Gegensatz zu diesen Gehängetälern durchschneiden andere Täler auch das ganze Gebirge. Wir haben es dann mit Durchbruchs- oder Durchgangstälern zu tun. Durch ein derartiges Tal fließen zuweilen die Gewässer des jenseitigen Gehänges und selbst die entfernter Gebirge ab. Der Rhein durchströmt ein solches Durchgangstal von Bingen bis Bonn, die Donau bei Pressburg und am Eisernen Tore.

Einzelne der Durchgangstäler sind epigenetische (Fig. 81), sie sind also unabhängig von der eigentlichen Gebirgsbildung entstanden. Andere haben wir als Abflußgräben einstiger Seebecken zu betrachten. Vielfach wird die Bildung dieser Täler auch auf die rückwärtsschreitende Erosion zurückgeführt. Durch diese wird die Wasserscheide durchschnitten und das Talsystem des jenseitigen Gehänges abgelenkt oder angezapft. Das jenseitige Tal verliert dann unterhalb der Anzapfstelle seinen Fluß, es wird ein verlassenes, ein totes Tal. Endlich kann es zur Bildung von Durchgangstälern auch dadurch kommen, daß die Vertiefung durch





a a ursprüngliche, *b c b* heutige Oberfläche, *b b* heutiges Flußtal.

Fig. 81. Fig. 82.

die Erosion mit der Hebung des Bodens gleichen Schritt gehalten hat (Fig. 82), der Fluß also vor der Gebirgsfaltung schon vorhanden war. Diesen Vorgang bezeichnet man als Antezedenz.

Landschaften.

Die verschiedenen Formen der Flachländer, der Gebirge und der Täler bedingen die Landschaftsformen der Erde. Diese zeigen daher ebenfalls eine ungeheure Mannigfaltigkeit. Man hat solche morphologischen Landschaften wohl auch als natürliche bezeichnet. Allein als natürliche Landschaften dürfen nur die natürlichen geographischen Einheiten gelten, in denen recht gut auch morphologisch verschiedene Formen enthalten sein können.

Die Landschaft des Flachlandes ist im allgemeinen die Ebene. Aber selbst diese bieten schon außerordentlich wechselnde Bilder. Neben den oft tischgleichen Ebenen der Flußniederungen (Poebene, Amazonastiefland) haben wir die sanft ansteigenden Dejektionskegel der großen Stromanschwemmungen vor dem Austritt aus den Gebirgen (oberdeutsche Hochebene, nordchinesische Ebene). Flachwellig erscheinen dagegen meist

die Küstenebenen und viele Flachländer der Aufschüttung sowie auch die Destruktionsflächen (Fastebenen). Wieder ein anderes Bild bieten häufig die Hochebenen, je nachdem ihre Entstehung auf die flache Lagerung der Schichten, auf Abtragung oder auf Aufschüttung beruht.

Die Ebenen gehen allmählich in die Hügellandschaft über. Wo mächtige Sandablagerungen sich finden, baut der Wind die Dünenlandschaft auf, sowohl am Meeresstrand wie im Innern der Festländer. Bei der Einebnung der Strukturformen durch die Destruktion ist das letzte Stadium des Umwandlungsprozesses die Hügellandschaft. Durch hügeligen Charakter ist weiter die Moränenlandschaft gekennzeichnet, zum Teil nahezu eben im Bereich der Grundmoräne, zum Teil zur buckligen Welt geworden, namentlich innerhalb der Endmoränen, meist mit geringer Durchtalung durch fließende Gewässer, dagegen reich an Seen und moorerfüllten Becken.

In den Bergländern sind die wichtigsten Typen die Hochgebirgs- und die Mittelgebirgslandschaft, deren Merkmale wir schon früher angegeben haben. Fließendes Wasser und Eis schaffen hier charakteristische Verschiedenheiten. Wo der Gletscher vorwiegend gearbeitet hat, haben wir die Glaziallandschaft mit trogförmigen Tälern, mit abgerundeten Felsen (Rundhöckerlandschaft) und mit Reichtum an Seen.

Aus den Tafelländern gehen die Tafellandschaften und aus diesen wieder bei weiter fortschreitender Abtragung die Tafelberglandschaften (Elbsandsteingebirge, Abessinisches Hochland) hervor, zu denen die von Passarge aufgestellten Inselberglandschaften Afrikas, d. s. Ebenen, aus denen einzelne Berge wie Inseln hervorragen, gehören. Tafelländer fallen oft in Stufen zum Tiefland ab, es entstehen dort Stufenlandschaften. Die Stufen können sowohl Bruchstufen wie Destruktionsstufen oder Schichtstufen sein. Ein Beispiel für letztere bietet die schwäbisch-fränkische Stufenlandschaft. Wo die Abtragung bis zur Herausarbeitung eines Kammes fortgeschritten ist, haben wir die Schichtkammlandschaft, die uns in ausgeprägter Form in den nördlichen Alpen entgegentritt.

Besondere Formen bieten weiter dar die Karstlandschaft mit ihren Dolinen und Poljen und der Karrenbildung, weiter die Lößlandschaft mit den steilwandigen Talfurchen. Auch die vulkanischen Gebiete zeichnen sich durch besondere Landschaftsformen aus. Wir haben dort die Kuppenlandschaft (Siebengebirge, Böhmisches Mittelgebirge) oder die Kraterlandschaft (Eifel, Phlegräische Felder).

Da viele Landschaftsformen durch die Bildung der Täler erzeugt sind, so hat man diese als Tallandschaften zusammengefaßt. Sie

sind wesentlich verschieden je nach dem Stand der Durchtalung. Davis hat daher auch für die Einteilung der Tallandschaften das Prinzip der Zeit angewendet. Er spricht von jungen, reifen und alten Landformen, deren Merkmale durch das jeweilige Stadium des Erosionszyklus gegeben sind. Die Art des Erosionszyklus schafft dann wieder verschiedene Formen, wir haben solche des normalen, des ariden, des nivalen und des marinen Zyklus.

Orographie und Orometrie.

Um die äußere Gestalt der Formen genau darstellen zu können und vor allem auch eine einheitliche Grundlage für die vergleichende Betrachtung verschiedener Formen zu haben, bedürfen wir einer sorgfältigen Bestimmung der äußeren Merkmale eines Gebirges. Mit ihr beschäftigt sich die Orographie. Die Merkmale selbst bezeichnet man als orographische Begriffe. Sie geben die Mittel zu einer ziffermäßigen Berechnung der Formen, zu einer Oro- oder Morphometrie.

Bei den Gebirgen sind die orographischen Grundbegriffe: Fuß, Kamm, Gipfel, Scharte, Wasserscheide, Paß.

Der Gebirgsfuß, also die Grenzlinie des Gebirges gegen das vorgelagerte Flachland, ergibt sich meist unmittelbar aus den orographischen Verhältnissen. Zuweilen geht aber das Gebirge auch ganz allmählich in das Flachland über, dann bieten die geologischen Verhältnisse die einzigen Anhaltspunkte zur Bestimmung der Lage des Fußes. Diese geologische Grenze ist vielfach sogar schärfer zu ziehen als die orographische. Für orometrische Untersuchungen wird es daher häufig weit zweckmäßiger sein, an Stelle des Fußes die Grenze des Gebirges aufzusuchen und das letztere als eine in ihrem inneren Baue einheitliche Erhebung aufzufassen.

Wo die beiderseitigen Gehänge des Gebirges zusammenstoßen, liegt der Kamm. Dieser ist nur in seltenen Fällen eine scharfe Kante oder ein Grat. Meist gehen die Gehänge in eine Kammfläche oder Scheitelfläche über. Gleichwohl spricht man in der Orometrie von einer Kamm- oder Firstlinie, die die höchsten Punkte der sämtlichen Querschnitte des Gebirges miteinander verbindet; sie läuft also über alle Gipfel und Einsenkungen, Sättel und Scharten hinweg.

An den Hauptkamm eines Gebirges setzen sich zu beiden Seiten vielfach Querkämme an, die die einschneidenden Erosionstäler von

einander trennen. Wenn sie selbständige Höhenrücken von größerer Höhe bilden, bezeichnet man sie als Jochrücken, die oberste Höhenlinie als Jochkamm.

Ihrer Form und Entstehung nach zeigen die Gebirgskämme eine große Mannigfaltigkeit. Die Form kommt in der Schartung zum Ausdruck. Ihre Entstehung kann sowohl auf tektonischen Vorgängen wie auf der Wirkung der Erosion beruhen. Hier besteht eine ähnliche Vielheit der Kategorien, wie wir sie bei der ganzen Plastik des Bodens wiederholt kennen gelernt haben.

Durch die orographischen Verhältnisse eines Gebirges wird auch der Wasserabfluß in diesem bestimmt. Die Kammlinie ist meist auch die Wasserscheide zwischen zwei den beiderseitigen Gehängen angehörenden Stromsystemen. Neben der eigentlichen Kammwasserscheide finden sich häufig noch in den Hohlformen Scheiden, die man als Talwasserscheiden bezeichnet. Sie sind vorwiegend Querscheiden in tektonischen Längstälern oder in Senkungstälern.

Die Wasserscheiden sind in ihrer Lage keineswegs beständig, vielmehr werden sie durch tektonische Vorgänge, weit häufiger aber noch durch die Erosion fortwährend verlegt. Die Durchgangstäler machen auch die Wasserscheide zu einer durchgreifenden.

Wo sich die Talfurchen der beiderseitigen Gehänge eines Gebirges nahe kommen, ist dieses meist auch leicht überschreitbar. Solche Übergangsstellen oder Pässe finden sich sowohl auf dem Kamme wie in den Tälern. Man unterscheidet darum auch Kammpässe und Talpässe.

Die Kammpässe, die sich auf dem Hauptkamme wie auf dem Jochkamme finden, haben je nach der Plastik des Gebirges sehr verschiedene Formen. Enden die Gehänge in einer Scheitelfläche, so führt der Übergang durch einen Wallpass. Weiter unterscheidet man Sattel-, Scharten- und Lückenpaß, deren Form sich aus diesen Ausdrücken ohne weiteres ergibt.

Die ziffermäßige Berechnung aller dieser Formen ist Aufgabe der Orometrie. Man berechnet die mittlere Kamm-, Gipfel- und Sattelhöhe, ferner die mittlere Schartung, die mittlere Tal- und Sockelhöhe usw. Später ist diese Disziplin weiter ausgebaut und auf alle Formen des Bodens ausgedehnt worden. Sie gibt uns auch für die mittlere Neigung oder Böschung der Gehänge und namentlich für das Volumen der einzelnen Bodenformen ziffermäßige Ausdrücke.

Die mittlere Böschung wird nach der von Finsterwalder angegebenen Methode berechnet. Danach ist die mittlere Böschung (*b*)

zwischen zwei aufeinanderfolgenden Höhenlinien (i und i_1) gleich dem Produkte aus dem arithmetischen Mittel der Länge der beiden Höhenlinien und ihrem Vertikalabstande (h), dividiert durch das Areal der betreffenden Höhenstufe (a), also $b = \frac{h}{a}\,\frac{i + i_1}{2}$. Der mittlere Böschungswinkel des gesamten Körpers wird dargestellt durch das Verhältnis der Summe der vertikalen Flächen zur Summe der horizontalen Flächen aller Stufen eines Treppenmodells des Körpers. Es ergibt sich daraus die Formel $B = \frac{h \cdot L}{F}$, wo F das Areal der Grundfläche, h der Vertikalabstand der Höhenlinien und L die Summe aller Höhenlinienlängen ist, die aber noch um die halbe Länge der Begrenzungslinie vermindert werden muß.

Das Volumen eines orographischen Gebildes wird meist nach der Simpsonschen Formel berechnet. Man denkt sich den Körper horizontal in eine Reihe gleich mächtiger Schichten zerlegt. Ist h der Abstand der Schichtgrenzflächen und sind $s_1, s_2, s_3 \ldots . s_{2n}$ die Areale der begrenzenden Schnittflächen, so lautet die Kubierungsformel, unter der Voraussetzung, daß die Zahl der Schichten eine gerade ist:

$$\text{Vol.} = \frac{h}{3}\left[s_1 + s_{2n+1} + 4\,(s_2 + s_4 + \cdots + s_{2n}) + 2\,(s_3 + s_5 + \cdots + s_{2n-1})\right].$$

Ist die Anzahl der Schichten ungerade, so muß die übrigbleibende Schicht besonders berechnet und dem Resultat zugefügt werden; man wird die Restschicht meist als Kegel auffassen können. Andere Verfahren der Volumenberechnung stützen sich auf die Bestimmung der mittleren Höhe h_m des Körpers. Es ist dann

$$\text{Vol.} = h_m\,F,$$

wo F das Areal der Grundfläche ist. Die mittlere Höhe eines Körpers erhält man wieder als arithmetisches Mittel gleichmäßig über die Grundfläche verteilter Höhen oder durch die Berechnung der mittleren Höhe einer Reihe in gleichen Abständen durch den Körper gelegter Querschnitte und Bildung des Mittelwertes dieser. Ein zuverlässiges Resultat liefert auch die Verwertung der sogenannten hypsographischen Kurve. Diese erhält man, indem man in ein rechtwinkliges Koordinatensystem die Areale der von den einzelnen Höhenlinien umgrenzten Flächen als Abszissen, die zugehörigen Höhen der Reihe nach als Ordinaten einträgt. Planimetriert man nun das von der hypsographischen Kurve und den Koordinatenachsen eingeschlossene Areal und dividiert den erhaltenen Wert durch die Längeneinheiten der Abszisse, so bekommt man die mittlere Höhe in den Längeneinheiten der Ordinate, die dann in das wahre Maß umzurechnen sind.

Das Ergebnis der morphometrischen Berechnungen hängt natürlich von der Zuverlässigkeit der benutzten Zahlen sowie von der Methode der Ermittelung ab. Da nun beiden noch eine gewisse Unsicherheit anhaftet, so daß die darauf gegründeten Rechnungsergebnisse im allgemeinen für Vergleiche nicht unmittelbar verwendbar sind, ist der Wert der Morphometrie zum Teil noch zweifelhaft.

Literatur:
K. v. Sonklar, Allgemeine Orographie. — Wien, 1873.
K. Peucker, Beiträge zur orometrischen Methodenlehre. — Breslau, 1890.

Grundzüge der Erdoberfläche.

Wasser und Land sind auf der Erde ungleich verteilt. Nach Supan
fallen 149 000 000 qkm, d. s. 29,2 Proz. auf das Land
und 361 000 000 „ „ 70,8 „ auf das Wasser.

In diese Zahlen sind Wasser und Land der noch unbekannten Polargebiete nach Schätzung eingerechnet. Das Verhältnis von Wasser zu Land ist also annähernd 2,5 : 1.

Auch die räumliche Verteilung von Wasser und Land ist sehr ungleichmäßig. Der größte Teil der Landmassen liegt auf der nördlichen Halbkugel, hier kommt die Landfläche mit 39 Proz. der Wasserfläche immerhin nahe. Auf der südlichen Halbkugel sind dagegen noch nicht 19 Proz. Land. Unter geeigneter Wahl eines anderen Poles der Erde kann man diese so teilen, daß man eine Landhalbkugel und eine Wasserhalbkugel erhält; der Pol der ersteren liegt nahe der Loiremündung, der der letzteren östlich von der Südinsel Neuseelands.

Das Verhältnis des Festen zum Flüssigen hat Krümmel für die einzelnen Breitenkreise und Zonen berechnet. In Prozenten der ganzen Zonen ergeben sich folgende Zahlen für die 10°-Zonen:

	Nördliche Halbkugel		Südliche Halbkugel	
	Land	Meer	Land	Meer
90—80°	8,9	91,1	100,0	0,0
80—70°	26,6	73,4	73,0	24,0
70—60°	71,8	28,2	9,4	90,6
60—50°	56,6	43,4	0,8	99,2
50—40°	52,2	47,8	3,1	96,9
40—30°	42,9	57,1	11,5	88,5
30—20°	37,5	62,5	23,2	76,8
20—10°	26,4	73,6	22,0	78,0
10— 0°	22,7	77,3	23,6	76,4

Das Wasser bildet auf der Erde eine fast ununterbrochene, zusammenhängende Fläche, das Land ist dagegen in einzelne Teile zerrissen. Auf Grund historischer und geographischer Tatsachen gliedert man die Landfläche in die 5 Erdteile: Europa, Asien, Afrika, Australien und Amerika. Rein morphographisch können diese Landflächen aber nicht als Erdteile gelten. Europa erscheint nur als ein Glied der großen Landmasse, die man Eurasien genannt hat. Amerika besteht hingegen aus zwei Erdteilen. Wir würden demnach auch morphographisch 5 Erdteile zählen: Europa-Asien, Afrika, Australien, Nordamerika und Südamerika. Als sechster Erdteil tritt dann noch die Antarktis hinzu, da die neuesten antarktischen Forschungsreisen das Vorhandensein einer größeren Landfläche in der Umgebung des Südpoles ergeben haben. Für das Nordpolargebiet ist dagegen das Vorherrschen des Meeres durch die Framfahrt Nansens und die Polreise Pearys sicher erwiesen.

Die Wasserfläche umgibt zunächst zusammenhängend die Antarktis. Von diesem Südmeere aus erstrecken sich nach Norden zwischen die Festländer ausgedehnte Meeresräume, das Pazifische, Indische und Atlantische Weltmeer. An das letztere reiht sich im Norden noch das nördliche Eismeer an. Alle diese Meeresteile sind aber morphographisch nur schwer zu trennen. Einige unterirdische Bodenschwellen gelten als Grenze des arktischen Eismeeres; doch nach Süden sind die drei großen Ozeane nur durch eine mehr oder weniger willkürliche Linie von dem südlichen Eismeere zu scheiden.

Betrachten wir die Gesamtoberfläche auch nach ihrer vertikalen Gestalt, so treten uns die großen Weltmeere als mächtige Becken oder Senken entgegen, aus denen sich in meist steilem Abfalle die Festlandstafeln erheben. Diese sind zum Teil noch vom Wasser überflutet, wodurch ihr Umriß weit gegliederter erscheint, als es die gesamte Erhebung ist. Der Rand des Steilabfalles zu den Meeressenken, also die Grenze der eigentlichen Kontinentaltafel, nimmt einen im ganzen einfachen Verlauf.

Den Gegensatz zwischen den gewaltigen Einsenkungen der Meere zu den als einheitliche Tafel daraus aufragenden Landmassen veranschaulichen uns deutlich die Zahlen, welche uns die mittlere Höhe und Tiefe beider Formen geben. Das den Meeresspiegel überragende Land hat eine mittlere Höhe von 700 m mit Einschluß der Antarktis wahrscheinlich eine solche von 800 m, während die Meeresbecken eine mittlere Tiefe von rund 3700 m besitzen.

Die Mittelwerte für die Landhöhe und Meerestiefe sind mehrfach berechnet worden. Die Ergebnisse der verschiedenen Ermittlungen stim-

men im allgemeinen gut überein, so daß wir wohl annehmen dürfen, daß wir den wahren Werten sehr nahe gekommen sind, und daß erhebliche Änderungen auch bei späteren Verbesserungen der Karten nicht mehr zu erwarten sind. Wir führen hier nach Supan die letzten Resultate an:

	Europa	Asien	Afrika	Australien	Nord-Amerika	Süd-Amerika	Festland	Atlant. Ozean	Pazif-Ozean	Ind. Ozean	Weltmeer
Murray (1888)	286	972	616	245	575	633	686	3510	4140	3820	3800
Supan (1889)	290	940	620	260	610	610	680	3330	3870	3600	3650
v. Tillo (1889)	317	957	612	240	622	617	693	4020	4380	3670	3800
Heiderich (1891)	375	920	602	470	830	760	744	—	—	—	3440
Karstens (1894)	—	—	—	—	—	—	—	3160	3830	3590	3500
Krümmel (1907)	—	—	—	—	—	—	—	3260	3860	3860	3680
Penck (1909)	300	940	670	360	730	580	710	—	—	—	—

Mit Hilfe dieser Mittelwerte können wir auch die Volumina der Land- und Wassermassen berechnen. Für das Land über dem Meeresspiegel erhalten wir rund 100 Mill. cbkm und für die Massen über dem mittleren Meeresboden 670 Mill. cbkm, für die in den Meeren befindliche Wassermasse aber fast 1340 Mill. cbkm. Bei Einebnung der ganzen Landmasse über dem mittleren Meeresboden würde das Wasser noch in einer Mächtigkeit von rund 2600 m die feste Erdkugel umhüllen.

Berechnen wir die von bestimmten Niveaulinien umgrenzten Areale der Erdoberfläche, so bekommen wir ein Bild gleichsam von dem mittleren Relief der Krustenoberfläche der Erde. Dieses wird veranschaulicht durch die sogenannte hypsographische Kurve, die man erhält, indem man auf die vertikale Achse eines rechtwinkligen Koordinatensystems die Höhen, auf die horizontale die den Höhen entsprechenden Prozente der Erdoberfläche nacheinander abträgt, wie es die beigefügte Figur (Fig. 83) zeigt. Die Kurve steigt von der größten bekannten Meerestiefe — 9780 m — bis zur größten Landhöhe — 8840 m — auf, jedoch unter häufig wechselnder Krümmung. Von der tiefsten Einsenkung erhebt sie sich zunächst steil, dann bleibt sie bis zu etwa 3000 m flach. Es ist das die große Tiefenregion der ozeanischen Becken, auch als abyssische Region bezeichnet. Hierauf folgt ein rascher Anstieg zum Festland, der etwa bei 200 m sein Ende erreicht. Dort beginnt die eigentliche Kontinentaltafel. Bis zur Küste und oberhalb dieser bis

wieder 200 m verläuft die Kurve von neuem flach, um dann zur höchsten Erhebung des Landes sehr schroff anzusteigen.

Aus der hypsographischen Kurve der Krustenoberfläche ergibt sich, daß über die Hälfte der Erde der Tiefenregion angehört. Vom Festlande aber ist der überwiegende Teil Tiefland. Von den 29,2 Proz. der Erdoberfläche, die von dem Lande eingenommen werden, liegen 22,9 Proz. zwischen dem Meeresspiegel und 1000 m, und 10 Proz. sogar unter 200 m. Die Gebirge nehmen somit nur einen verschwindend kleinen Teil des Festlandes ein.

Die Gebirge treten in dem Antlitze der Erde gleichwohl scharf hervor, weil sie vielfach den Festländern ihre Gestalt geben. Den Pazifischen Ozean umgrenzen auf allen Seiten mächtige Faltengebirge und

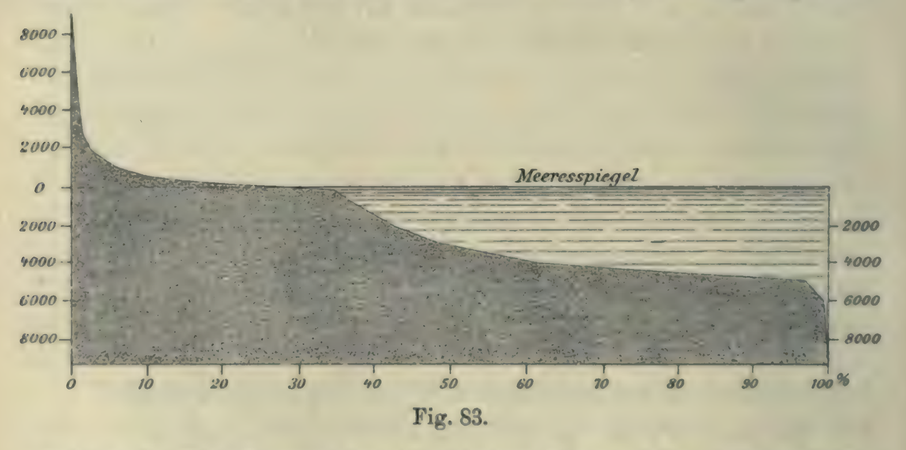


Fig. 83.

auch in der Umrahmung des Atlantischen Ozeans fallen vereinzelt die Küsten mit der Richtung der Erdfalten zusammen. Die starke Zerrissenheit der Festländer der Alten Welt nach Süden zeigt ebenfalls enge Beziehungen zu den großen Gebirgszügen. Alle diese Erscheinungen deuten daraufhin, daß Gebirge und Festländer analoge Bildungen sind. Beide sind vermutlich durch dieselben tektonischen Vorgänge entstanden. In den Meeresbecken sehen wir große Senken der Erdkruste vor uns, in den Festländern die stehengebliebenen Horste, die noch durch Faltungen und Krustenbewegungen eine weitere Gliederung erhalten haben. Die jüngeren Gebirge stehen nach Suess in ihrer Bildung alle in einem gewissen Zusammenhange. Die lange Kette der Gebirge, welche in vorwiegend westöstlicher Richtung Asien und Europa durchziehen, stellt eine der Zeit nach einheitliche Bildung dar. Sie wird im Süden von einer großen Bruchzone begrenzt, die sich um die ganze

Erde verfolgen läßt. In der Neuen Welt kehren ähnliche Formen wieder, nur verlaufen die Gebirgszüge in meridionaler Richtung. Auch sie werden von einer Bruchlinie im Westen begleitet, die zugleich die Küste des Pazifischen Meeres bildet.

Diese gemeinsamen Züge in den Formen der Erdoberfläche sind seit langem wahrgenommen. Sie bedingen zum Teil die auffallenden Ähnlichkeiten in der Gestalt der Festländer, die Agassiz als geographische Homologien bezeichnete. Es gehört dahin auch die Gleichheit der beiden Inseln Celebes und Gilolo oder Halmahera, die nach den neueren Untersuchungen auf eine Parallelität der tektonischen Linien zürückzuführen ist.

Unter allen geographischen Homologien ist eine der auffallendsten das keilförmige Auslaufen der südhemisphärischen Kontinente. Bei näherer Betrachtung der gesamten Erdoberfläche bemerken wir, daß ein solches Auskeilen der Landmassen nach Süden auch sonst häufig zu finden ist; überall laufen nordostsüdwestliche und nordwestsüdöstliche Uferlinien nach Süden zusammen. Auch in dem Streichen der Gebirge auf den Festländern kehren diese beiden Richtungen nicht selten wieder. Es geben sich darin vermutlich allgemeine Gesetzmäßigkeiten kund, nach denen die Erde sich gestaltet hat. G. H. Darwin und Davison haben nachzuweisen gesucht, daß diese großen Züge im Antlitze der Erde auf mächtige Bewegungen der Erdkruste zurückzuführen sind. Schon die allmähliche Abnahme der Rotation infolge der Gezeitenreibung mußte gewaltige Falten in den obersten Schichten der einst zähflüssigen Erdkugel hervorbringen, die vielleicht die Grundpfeiler der Kontinente geschaffen haben.

Der eigentümliche Verlauf der Kettengebirge auf der Erde bedingt eine ungleiche Verteilung der Abdachung des Landes zum Meere, die kontinentalen Wasserscheiden weisen demnach den einzelnen Ozeanen sehr verschiedene Zuflußgebiete zu. Der fast auf allen Seiten von hohen Gebirgsmauern umgebene Pazifische Ozean empfängt trotz seiner gewaltigen Größe nur das Abflußwasser von noch nicht ein Achtel der Festlandfläche (12 Proz.), während zu dem Atlantischen Ozean mehr als die Hälfte des Landes (53 Proz.) entwässert wird. Das Zuflußgebiet des Pazifischen und Indischen Ozeans zusammen erreicht wieder etwa nur die Hälfte desjenigen des Atlantischen, also etwa ein Viertel der Landfläche (25 Proz.). Das letzte Viertel (22 Proz.) dieser fällt den abflußlosen Binnengebieten zu.

Die letzteren senken sich vielfach bis unter das Niveau des Meeres.

Die größte derartige Depression bildet der Kaspisee mit seiner nördlichen Umgebung; sie hat eine Fläche von 736 000 qkm; der Spiegel dieses Sees liegt 26 m unter dem des Meeres. Die tiefste Einsenkung des Festlandes überhaupt ist dagegen das Tote Meer, das 394 m unter das Meeresniveau eingesenkt ist. Weitere Depressionen treffen wir im zentralasiatischen Hochlande, in der tunesisch-algerischen Wüste und in der Mohavewüste Nordamerikas. Neben den binnenländischen Einsenkungen, die wir als Bildungen der kontinentalen Gliederung betrachten können, finden sich ausgedehnte Depressionen auch in den Küstenregionen, meist durch Dünen abgedämmte oder auch durch Menschen eingedeichte Teile des Meeresbodens. In den Niederlanden umfassen sie rund 15 000 qkm.

Außer diesen offenen Depressionen gibt es noch zahlreiche verdeckte Senkungen des Landes unter den Meeresspiegel in den Becken der Binnenseen, die Supan Kryptodepressionen nennt. In Europa finden wir sie in vielen skandinavischen, finnischen, westrussischen, norddeutschen und britischen Seen sowie auch in einigen oberitalienischen Seen. Auch die übrigen Erdteile besitzen solche Kryptodepressionen, Asien sogar die tiefsten. Der Baikalsee, dessen Spiegel fast 500 m hoch liegt, reicht mit seinem Grunde noch rund 1050 m, der Kaspisee 971 m und das Tote Meer 793 m unter das Meeresniveau.

Literatur:

Heiderich, Die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche. (Geogr. Abhandl. herausgeg. von A. Penck. Bd. V, Heft 1.) — Wien, 1891.

H. Wagner, Das Areal der Landflächen und die mittlere Erhebung der Erdkruste. (Gerland's Beitr. z. Geophysik. II 1894).

Die Gewässer des Festlandes.

Die Lehre von den fließenden und stehenden Gewässern auf den Kontinenten, die Gewässerkunde, bildet einen Teil der Hydrographie im weiteren Sinne, die sich mit der Wassererscheinung auf der gesamten Erde beschäftigt. Die Gewässerkunde umfaßt also die Flußkunde oder Potamologie, die Seekunde oder Limnologie und die Gletscherkunde. Zu einer selbständigen Wissenschaft hat sie sich erst in der allerjüngsten Zeit entwickelt. Bisher sind die hydrographischen Erscheinungen des festen Landes vorwiegend zum Zwecke technischer Probleme untersucht worden.

Das Wasser auf dem Lande in Flüssen, Seen und Gletschern ist überwiegend atmosphärischen Ursprunges. Durch Verdunstung gelangt

das Wasser von dem Meere und von den auf dem Lande vorhandenen Gewässern, aus dem Boden und aus der Vegetation in die Luft und fällt aus dieser als Niederschlag wieder zur Erde nieder, um hier im Boden, in Seen oder in Firnfeldern sich anzusammeln und in Flüssen und Gletschern talabwärts zu fließen, zum Teil aber auch von neuem zu verdampfen. Dieser Abschnitt in dem Kreislaufe des Wassers auf der Erde ist der Inhalt der Gewässerkunde.

Literatur:

H. Gravelius, Grundriß der gesamten Gewässerkunde. — Berlin u. Leipzig, 1914 u. f.

Das Wasser im Boden.

Überall im Boden ist Wasser vorhanden. Es ist entweder mineralisch gebunden, also äußerlich nicht sichtbar, oder es haftet mechanisch dem Gesteine an und bildet die sogenannte Bodenfeuchtigkeit. Diese beruht auf der Wasserkapazität des Erdreichs, d. h. auf seiner Fähigkeit, Wasser aufzusaugen. Soyka unterscheidet die kleinste Wasserkapazität, bei der nur das Wasser vom Erdreiche festgehalten wird, da es die Kapazität in den Kapillaren des Bodens nicht zu überwinden vermag, und die größte Kapazität, bei der alle Kapillaren des Bodens mit Wasser gefüllt sind.

Die Feuchtigkeit ist je nach der Kapazität des Bodens sehr verschieden; undurchlässige Schichten wie Ton besitzen eine sehr große Bodenfeuchtigkeit, durchlässige nehmen dagegen nur wenig Wasser auf.

Wo dem Boden mehr Wasser zugeführt wird, als er aufsaugen kann, sammelt sich das Grundwasser an.

Als Ursprung des Bodenwassers dachte man sich früher nach der von Seneca überkommenen Schwammtheorie eine Einsickerung vom Meere aus, man betrachtete es mithin als Seihwasser des Meeres. Gegenwärtig gilt dagegen allgemein die Mariottesche Theorie, nach welcher die Hauptquelle des Bodenwassers der atmosphärische Niederschlag ist. Zu einem sehr geringen Teil entsteht das Bodenwasser auch durch die Verdichtung des Wasserdampfes der Luft infolge der Abkühlung und der Flächenanziehung im Erdreiche. Eine solche Speisung des Grundwassers dürfte namentlich im Sommer stattfinden, wo die Temperatur im Boden im allgemeinen niedriger ist als die der Luft.

Weiter wird das Wasser im Boden auch vermehrt durch Zusickerung von Flüssen und Seen aus. Ihr Vorhandensein ist erwiesen durch die

Gleichartigkeit der Schwankungen in den offenen Gewässern und im Stande des Grundwassers in deren Nachbarschaft. Außerdem sind wiederholt gleichzeitige Trübungen und Temperaturveränderungen beider Wasser beobachtet worden.

Auch vom Meere aus findet eine Einsickerung in den Boden der Küste statt. Das Salzwasser vermischt sich dann nicht immer mit dem Süßwasser, sondern dieses schwimmt gleichsam als das leichtere auf dem anderen. Daher liefern Brunnen am Strande oft noch Süßwasser, auch wenn sie unter den Spiegel des Meeres reichen. Ihre enge Beziehung zum Meere zeigt sich dennoch in dem gleichzeitigen Fallen und Steigen des Wassers mit Ebbe und Flut.

Endlich können auch aus den Tiefen der Erde Wasserdämpfe aufsteigen, die sich in den äußersten Schichten verflüssigen und dort das Grundwasser vermehren müssen. Suess bezeichnet dieses als juveniles

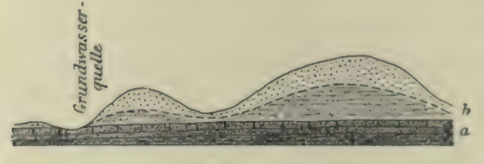


Fig. 84.

Wasser, während man das übrige in dem Boden vorhandene Wasser vados nennt.

Die Grenze für das Einsickern des Wassers in den Boden bildet eine wasserundurchlässige Gesteinsschicht. Als solche treten auf: plastische Tone, tonige, nicht von Klüften durchsetzte Schichtgesteine, Lettenbestege, welche die Klüfte der Gesteine ausfüllen, und Gangmassen. Als besonders wasserdurchlässig gelten dagegen Sandsteine, Kalksteine, sowie Sande, Grande und Schotter, also Alluvionen.

Über der undurchlässigen Schicht sammelt sich das einsickernde Wasser zu einem Grundwassersee oder Grundwasserstrome an. Die Oberfläche dieses, der Grundwasserspiegel, schmiegt sich im allgemeinen der Gestalt der undurchlässigen Schicht an. Doch bleiben einzelne Unebenheiten zuweilen auch ohne Einfluß auf ihn. Ferner hängt der Stand des Grundwassers von der Mächtigkeit und der Beschaffenheit der durchlässigen Schicht ab. In lockerem Materiale folgt er ganz den Oberflächenformen des Bodens (Fig. 84). Wald drückt den Grundwasserspiegel nach den Untersuchungen von Ototzkij und Ebermayers herab, wirkt also austrocknend auf den Boden.

Neben der Lage und der Gestalt der undurchlässigen wie der Art der durchlässigen Schicht wird der Stand des Grundwassers weiter durch die Menge und die zeitliche Verteilung des Niederschlages sowie durch die Größe der Verdunstung bestimmt. Bei der Verdunstung handelt es sich nicht nur um die des oberflächlichen Wassers, sondern auch um diejenige des Grundwassers und der Feuchtigkeit im Boden.

In seinen täglichen und jährlichen Änderungen zeigt das Grundwasser deutlich Beziehungen zu den atmosphärischen Niederschlägen. Nur in Gebieten mit geringen Regenmengen, aber starker Verdunstung folgt das Grundwasser in seinen Schwankungen denen der Verdunstung.

Wo die undurchlässige Schicht geneigt ist, setzt sich das Grundwasser in der Richtung des Gefälles in Bewegung, es entsteht ein meist flächenhaft ausgebreiteter Grundwasserstrom, der je nach der Beschaffenheit der durchlässigen Schicht bei gleichem Gefälle mit verschiedener Geschwindigkeit fließt. Je feinkörniger die Schicht ist, um so langsamer bewegt sich der Strom. In den Alluvionen ist daher die Geschwindigkeit meist sehr gering.

Das Grundwasser fließt der tiefsten Stelle der undurchlässigen Schicht zu. Wird diese von einem Flußbette oder einem See eingenommen, so dient es jenen zur Speisung. Infolge seiner langsamen Bewegung vermag es den Flüssen und Seen Wasser zuzuführen, wenn deren oberflächliche Zuflüsse längst versiegt sind. Viele Seen sind überhaupt nur als offene Ansammlungen von Grundwasser zu betrachten. Wo solche Grundwasserseen in flachen Becken den Boden nur wenig tief bedecken, bilden sich häufig Moore, sogenannte Hochmoore.

Führt die undurchlässige Schicht an einem Gehänge zutage, so erscheinen an diesem Grundwasserquellen (Fig. 84), die nicht in der Form eines Sprudels, sondern in zahlreichen kleinen Wasseräderchen hervortreten. Von diesen Grundwasser- oder Bodenquellen sind die Rasenquellen zu scheiden; sie entstehen aus vorübergehenden, ganz oberflächlichen Wassersickerungen.

Sandiger Boden wird zuweilen so von Wasser erfüllt, daß er bei Freilegung als sogenannter Triebsand vollkommen flüssig erscheint. Das Wasser steht dann unter einem größeren Drucke. Dieser kann durch hydrostatische Verhältnisse nach dem Prinzipe kommunizierender Röhren hervorgerufen oder auch die Folge einer Pressung durch überlagernde Gesteinsschichten sein. Auf die letztere Weise entstehen die wiederholt beobachteten Wasserausbrüche nach Erdbeben. Wird Wasser im Boden allseitig von einer wasserundurchlässigen Schicht umschlossen,

so bilden sich Wasserkissen, deren Entstehung vielfach auf eine oberflächliche Vermoorung eines offenen Gewässers zurückzuführen ist.

Bei dem Durchfließen des Gesteins nimmt das Grundwasser eine Menge löslicher Stoffe auf. Der Gehalt an Salzen ist aber meist sehr gering. Wir finden darin vorwiegend schwefelsaure und kohlensaure Alkalien und alkalische Erden, sowie Chloralkalien. Je nach dem Reichtume an alkalischen Erden bezeichnet man das Bodenwasser als hart oder weich. Die lösende Kraft des Wassers wird erhöht durch Beimengungen von Kohlensäure.

Enthält das Wasser auch in Humussäuren gelöste Eisensalze, so zeigt es eine braune Färbung, während sonst das Grundwasser in geringer Mächtigkeit durchaus farblos ist.

Infolge der langsamen Bewegung nimmt das Wasser im Boden vollständig die Temperatur dieses an. Wo das nicht der Fall ist, kann man auf eine Zusickerung von einem benachbarten Flusse, See oder Quelle schließen.

Literatur:

J. Soyka, Die Schwankungen des Grundwassers. (Geogr. Abhandl. herausgeg. von A. Penck. Bd. II, Heft 3.) — Wien, 1888.

K. Keilhack, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. — Berlin, 1912.

Quellen.

Die undurchlässige Schicht als Träger des Grundwassers wird von Spalten und Klüften durchsetzt. Das Wasser fließt durch diese ab, trifft in größerer Tiefe wieder auf eine undurchlässige Schicht, auf der es von neuem dem Gefälle folgend abwärts fließt und sich dann

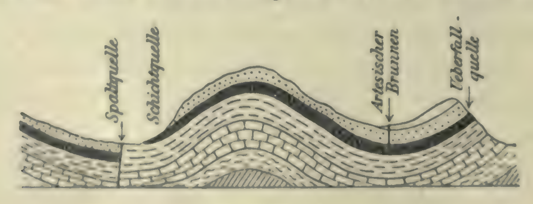


Fig. 85.

in dem darüberliegenden durchlässigen Gestein als Grund- oder Schichtwasser ansammelt oder auch sich in den Klüften und Spalten als sogenanntes Kluftwasser frei bewegt. Führt die Schicht irgendwo sichtbar aus, so tritt das Wasser als Quelle hervor. In diesen Schicht- oder Gesteinsquellen (Fig. 85) ist das Wasser im allgemeinen in

absteigender Bewegung. Wo jedoch die ausstreichende Schicht ansteigt, oder wo das Wasser aus Klüften und Spalten hervortritt, da bilden sich aufsteigende Quellen, getrieben durch den hydrostatischen Druck, der sich durch den Boden in dem frei beweglichen Wasser fortsetzt. Wenn die Quellen durch Spalten einer überlagernden undurchlässigen Schicht emporgepreßt werden, haben wir es mit sogenannten Spaltquellen zu tun, die auch künstlich durch den Menschen erzeugt worden sind als artesische Brunnen. Stellt eine undurchlässige Schicht eine Mulde dar, deren Rand nicht überall die gleiche Höhe hat, so fließt das Wasser schließlich an der tiefsten Stelle des Randes über, und es entsteht eine Überfallsquelle.

Das Auftreten von Quellen steht in enger Beziehung zu dem tektonischen Baue des Bodens. Am häufigsten finden wir sie auf der Sohle der Täler. Quertäler sind im allgemeinen reicher an Quellen als Längstäler. Bei den Längstälern in Faltengebirgen kommt es auf die

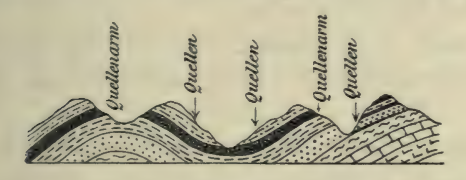
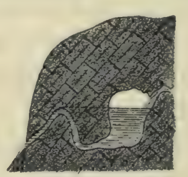


Fig. 86.


Fig. 87.

Lagerung der Schichten an. Bei antiklinaler Lagerung fehlen die Quellen meist ganz, bei isoklinaler treten sie nur auf einer Talseite hervor, bei synklinaler sind dagegen auf beiden Seiten die Bedingungen gegeben, wie ein Blick auf die beistehende Figur (86) ohne weiteres lehrt.

Die Wassermenge der Quellen hängt von der Größe des Sammelgebietes und von der Menge des Niederschlages in diesem ab. Je größer das Sammelgebiet ist, umso gleichmäßiger fließen im allgemeinen die Quellen, um so unabhängiger erscheint ihre Wasserzuführung von dem Klima ihrer unmittelbaren Umgebung. Neben den beständig fließenden Quellen, deren Wassermenge sich meist nach der zeitlichen Verteilung des Regens ändert, gibt es auch solche, welche nur von Zeit zu Zeit fließen. Es gehören dazu die intermittierenden Quellen, die Entleerungen unterirdischer Wasserreservoire nach dem Gesetze des Hebers (Fig. 87) darstellen, sowie die sogenannten Hungerbrunnen, die nur in nassen Jahren fließen, in denen eine Mißernte, also Hungersnot zu erwarten ist.

Das Wasser der Quellen besitzt sehr verschiedene Temperatur. Liegt diese unter der mittleren Jahrestemperatur der Luft, bezeichnet

man die Quellen als kalte, liegt sie darüber, als warme, und, wenn sie etwa 25° übersteigt, als heiße.

Die absteigenden Quellen sind meist kalt, die aufsteigenden, da sie aus tieferen und darum wärmeren Schichten kommen, dagegen warm. Man kann aus der Temperatur annähernd die Tiefe des Quellursprunges berechnen. Heiße Quellen treten nur in vulkanischen oder tektonisch gestörten Gebieten der Erde auf.

Zu den heißen Quellen gehören auch die Geiser, intermittierende Springquellen, die nach Bunsen als Explosionen überhitzten Wassers zu betrachten sind (S. 98).

Die heißen Quellen enthalten meist in Menge gelöste Stoffe, während kalte Quellen durch chemisch reines Wasser sich auszeichnen. Doch führen auch diese viele Bestandteile in Lösung mit sich. Ihre lösende Kraft wird durch Beimengung von freier Kohlensäure erheblich gesteigert. Die chemische Beschaffenheit des Quellwassers hängt weiter auch von dem Gesteine ab, das durchflossen wird.

Am reichsten an chemischen Beimengungen sind im allgemeinen die vulkanischen Quellen, sie enthalten auch schwerer lösliche Stoffe wie Kieselsäure.

Durch die chemische Arbeit schafft sich das unterirdisch zirkulierende Wasser immer größere Hohlräume. Besonders erfolgreich geschieht das in den leichtlöslichen Kalkgebirgen und bedingt hier Erscheinungen, die wir bereits als Karstphänomen (S. 115) beschrieben haben. In den Höhlen und ausgeweiteten Klüften fließt schließlich das Wasser als freier Fluß, doch stellt sein Bett immer nur einen allseitig umschlossenen Kanal dar, durch den nur bestimmte Mengen Wasser sich bewegen können. Sobald mehr Wasser zugeführt wird, als der unterirdische Hohlraum fassen kann, staut sich dieses und steigt dann in den Spalten und Klüften des umgebenden Gesteins bis zur Erdoberfläche auf, um dort vorübergehend einen See zu bilden. Solche intermittierende Seen treten in allen Gebieten mit starker unterirdischer Wasserzirkulation auf. Das bekannteste Beispiel liefert der Zirknitzer See in Krain. Nach Grund ist im Karst das ganze untere Gestein mit Grundwasser erfüllt, das sich hier auf der undurchlässigen Unterlage angesammelt hat.

Wo Höhlenflüsse zutage treten, gleichen sie sofort den gewöhnlichen oberirdischen Gewässern. Der Timavo bei Duino westlich von Triest trägt bereits an der Quelle Schiffe. In Deutschland sind die Rhumequelle am Südrand des Harzes und die Paderborner Quellen solche Aus-

flüsse unterirdischer Wasseransammlungen, im südlichen Frankreich die Vauclusequelle. Vereinzelt ergießen sie sich auch unmittelbar ins Meer, wo sie deutlich als aufwallende Strudel hervortreten oder an dem geringeren Salzgehalte zu erkennen sind. Wir finden derartige unterseeische Flußmündungen an allen Kalkküsten, z. B. an der dalmatinischen Küste, ferner an der Riviera Italiens und Südfrankreichs.

Umgekehrt beobachten wir an einigen Küsten mit starker Zerklüftung ein Abfließen des Meerwassers in das Küstengestein. Bei Argostoli auf der griechischen Insel Kephalonia treibt der Meerwasserstrom sogar Mühlen. Die Ursache dieser seltsamen Erscheinung, die man allgemein als Meermühlen bezeichnet, ist wohl in der starken Verdunstung des Wassers in dem zerklüfteten Boden zu suchen.

Literatur:

H. Haas, Quellenkunde. — Leipzig, 1895.
K. Keilhack, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. — Berlin, 1912.

Flüsse.

Das Wasser fließt auf dem Lande in Rinnen, Bächen, Flüssen oder Strömen talabwärts. Es bewegt sich dabei in einem Gerinne oder Bett, das eine Sohle aufweist und zu beiden Seiten von dem Ufer begrenzt wird.

Während man die kleinsten Wasserläufe, die nur vorübergehend vom Regen gespeist werden, als Rinnsale bezeichnet, entstehen durch Quellen und durch Hervortreten von Grundwasser zunächst Bäche. Je nach ihrem Ursprunge unterscheidet man Regen-, Quell- und Gletscherbäche, je nach der Lage und der damit in Zusammenhang stehenden Art des Fließens Flachlandsbäche und Gebirgs- oder Wildbäche.

Aus dem Zusammenflusse der Bäche entwickeln sich die Flüsse und diese vereinigen sich wieder zu Strömen. Diese münden entweder ins Meer, sind also marine Flüsse, oder sie enden im Binnenlande, sind kontinentale Gewässer.

Literatur:

G. Tolkmitt, Grundlagen der Wasserbaukunst. — Berlin, 1898.
J. F. Bubendey, P. Gerhardt u. R. Jasmund. Die Gewässerkunde. — Leipzig, 1905—06.
H. Gravelius, Flußkunde. (Grundriß der gesamten Gewässerkunde. Bd. I.) — Berlin u. Leipzig, 1914.
Zeitschrift für Gewässerkunde. Herausgeg. v. H. Gravelius. — Dresden.

Das Stromsystem.

Die Ströme, Flüsse und Bäche bis zur Mündung bilden ein Stromsystem; der Bereich der Zuflußfläche ist das Stromgebiet.

Die Stromgebiete werden von den Wasserscheiden begrenzt. Die Wasserscheiden trennen entgegengesetzte Richtungen des oberflächlichen Abflusses. Wo der Abfluß nach zwei Stromsystemen erfolgt, haben wir eine Hauptwasserscheide. Wenn diese zugleich Ströme, die verschiedenen Meeren zugehören, scheidet, bezeichnet man sie als kontinentale Wasserscheide.

Die Wasserscheiden sind in ihrer Lage nicht beständig, sondern werden durch die erodierende Tätigkeit des Wassers fortwährend verlegt. Zuweilen beseitigt das Wasser sie ganz und stellt eine Verbindung zwischen zwei Stromsystemen her, es entsteht dann eine Gabelung eines Flusses nach zwei Richtungen, eine Bifurkation oder nach Supan eine Flußvermischung. Wir beobachten sie in Deutschland mehrfach bei Talwasserscheiden, so zwischen Else und Hase in Westfalen. Die großartigste Bifurkation der Erde stellt der Cassiquiare zwischen Orinoco und Amazonas dar. Eine solche Flußvermischung erfolgt vielfach auch unterirdisch. Die Donau verliert bei dem Durchbruch durch den Jura einen Teil ihres Wassers, das in der Aach wieder hervorquillt und zum Rhein fließt. Der Flußvermischung stellt Supan die Wasserteilung gegenüber, bei der verschiedenen Stromsystemen zugehörende Flüsse in einem gemeinsamen See, Sumpf oder einer Talniederung entspringen. Wie im Quellgebiet, so treten auch im Mündungsgebiet oft die Flüsse in nähere Berührung (Rhein mit Maas und Schelde, Po mit Etsch, Ganges mit Brahmaputra), die auch zur völligen Vereinigung führen kann (Euphrat und Tigris).

Jedes Stromsystem setzt sich aus einem Hauptflusse und meist zahlreichen Nebenflüssen zusammen. Der erstere ist nicht immer auch der größte und wasserreichste, sondern oft bestimmen Name und Verlauf wenigstens im Sprachgebrauche den Hauptfluß. Die Nebenflüsse sind je nach der Oberflächengestalt des Stromgebietes sehr verschieden angeordnet. Diese bedingt auch den Verlauf jedes einzelnen Flusses, der bald mehr bald weniger stark entwickelt ist. Die Größe der Stromentwicklung (E) ergibt sich aus dem Verhältnisse der wirklichen Stromlänge (L) zu der Entfernung von der Quelle bis zur Mündung (A). Es ist dann $E = \frac{L}{A}$. Da dieses Verfahren aber keine eindeutigen Werte liefert, so will Gravelius die Stromentwicklung aus der Talentwicklung und der

Entwicklung des Stromlaufes im Tal bestimmen. Er setzt die Stromentwicklung (E) gleich dem Produkt aus Talentwicklung (T) (Verhältnis der Tallänge zum Abstand Quelle-Mündung) und der Stromentwicklung im Tale (e) (Verhältnis der Flusslänge zur Tallänge), also $E = e\ T$.

Innerhalb eines Stromgebietes sind die Gewässer sehr ungleich verteilt, das Flußnetz ist bald mehr, bald weniger dicht. Am einfachsten läßt sich die Flußdichte (D) veranschaulichen durch das Verhältnis der Gesamtlänge aller Wasserläufe (L) zur Fläche des Stromgebietes; es ist also $D = L:F$. Weiter hat man aber die Flussdichte in der Weise auch zu bestimmen gesucht, daß man die Flüsse gleichmäßig über das Stromgebiet zu einem Netz mit gleichen Maschen verteilt und nun die Maschenweite berechnet. Man stellt das Stromgebiet durch ein flächengleiches Quadrat dar und denkt sich dieses zerschnitten in quadratische Felder, durch deren Mitte rechtwinklig sich schneidende Linien gezogen werden, deren Länge gleich der Gesamtlänge der Flüsse ist. Die Breite der einzelnen Felder gibt dann die Maschenweite (z) des Flussnetzes. Man erhält $z = 2\frac{F}{L}$.

Die Flußdichte ist zugleich ein Ausdruck für die Taldichte. Sie ist daher in stark durchtalten Gebirgen größer als in Flachländern. Neumann fand nach der Formel $D = L:F$ in Mitteleuropa etwa 0,45 für das Flachland, 1,00 für Mittelgebirge und 1,25—1,40 für höhere und Hochgebirge.

Die äußerste Grenze der Gebiete aller marinen Flüsse ist das Meer. Viele Ströme erweitern durch ihre Sedimente ihr Gebiet auf Kosten des Meeres, sie enden unter mannigfaltiger Verzweigung in selbstaufgeschüttetem Boden, in Deltamündungen. Andere behalten bis zu ihrem Eintritt ins Meer ein einheitliches Flußbett, das sich oft buchtenartig erweitert, sie münden in offenen Trichtern, auch Ästuarien genannt. Ihre Sedimente reichen nicht zur Ausfüllung des unteren Flussbettes aus oder werden vom Fluß oder von Gezeitenströmungen zu weit in das Meer hinausgetragen. Sie erzeugen aber zuweilen noch unterseeische Barren. Diese offenen Mündungen sind nicht immer Erzeugnisse der Flußerosion, sondern häufig Folgen einer positiven Niveauschwankung.

Die Größe eines Flusses kann nach seiner Lauflänge oder nach der Ausdehnung seines Zuflußgebietes bemessen werden. Das letztere gestattet den Vergleich mit anderen Strömen, während die Stromlänge zu sehr von örtlichen Zufälligkeiten abhängt, überdies auch wegen des ungleichen Kartenmateriales noch immer nicht ausreichend genau bestimmt

werden kann. Wir stellen im folgenden für die größten Ströme der Erde die Lauflängen und die Areale ihrer Stromgebiete, letztere nach A. Bludau, zusammen:

Asien.

	Stromlänge km	Areal der Stromgebiete qkm		Stromlänge km	Areal der Stromgebiete qkm
Ob	5200	2 915 000	Jang-tse-kiang .	5200	1 775 000
Jenissei(-Selenga)	5200	2 510 000	Ganges . . .	3000	1 060 000
Lena	4600	2 320 000	Indus	3180	960 000
Amur	4480	2 010 000	Tarimbecken bis Su-tschou . .	—	1 210 000
Hwan-gho . . .	4100	980 000			

Afrika.

Oranje	1860	960 000	Nil(-Kagera) . .	6500	2 803 000
Kongo	4200	3 690 000	Sambesi	2660	1 330 000
Niger	4160	2 092 000			

Australien.

Darling-Murray River	—	910 000	Lake Eyre-Gebiet	—	1 080 000

Nord-Amerika.

Mackenzie River	3700	1 660 000	St. Lorenzstrom	3800	1 248 000
Nelson River . .	2400	1 080 000	Missisippi (-Missouri) . .	6530	3 248 000

Süd-Amerika.

Orinoco	2220	944 000	La Plata . . .	4700	3 104 000
Amazonas mit Tokantins . .	4900	7 050 000	Colorado und Negro	—	1 202 000

In Europa erreicht nur das Stromgebiet der Wolga eine solche Größe, es umfaßt bei einer Lauflänge von 3570 km. rund 1400 000 qkm. Die Donau hat dagegen nur eine Lauflänge von 2 850 km und ein Areal von 817 000 qkm und der Rhein ist sogar nur 1326 km lang und entwässert ein Areal von 224 400 qkm.

Literatur:

A. Bludau, Die Areale der außereuropäischen Stromgebiete. (Petermann's Mitt. 1897, 98 u. 1900).

Wasserführung der Flüsse.

Als Quellen der Flüsse kennen wir Grundwasser- und Gesteinsquellen, Seen, Moore und Gletscher. Ein Teil des Flußwassers entstammt auch unmittelbar dem Niederschlag. Die Menge des Wassers steht in enger Beziehung zu der Art des Ursprunges sowie auch zu der Größe

und den klimatischen Verhältnissen des Stromgebietes und seiner allgemeinen Beschaffenheit. Das Veränderliche hierbei ist das Klima, das darum auch in erster Linie die Schwankungen in der Wassermenge der Flüsse bedingt.

Je nach der Größe der Wasserzufuhr steigt oder fällt der Wasserspiegel in dem Flußbette. Diese Änderungen des Wasserstandes werden an festen Pegeln beobachtet. Im allgemeinen zeigen die Pegelstände der Flüsse größere Schwankungen nur im Laufe längerer Zeiträume. Eine tägliche Periode ist nur selten vorhanden, wohl aber eine jährliche und eine säkulare, die sich eng an die gleiche Periode des Niederschlages oder des Klimas überhaupt anschließt. Eine etwa 35jährige Periode ist für viele Ströme von Brückner bei der Feststellung einer allgemeinen großen säkularen Klimaschwankung nachgewiesen worden.

Der absolute Betrag der Wasserstandsänderungen in den Strömen ist je nach den örtlichen Verhältnissen sehr verschieden. Im Nil erhöht sich der Wasserspiegel um 10 bis 20, im Amazonas um 10 bis 15 m. Die hauptsächlichsten Ursachen der Hochfluten sind heftige oder andauernde Regengüsse, plötzliche Schneeschmelze und unerwartete Stauungen des Wassers.

In Gebieten mit Niederschlag zu allen Jahreszeiten und mit geringer Schneeschmelze zeichnen sich die Flüsse durch gleichmäßigen Wasserstand aus. In Gebieten mit ausgesprochenen Regenzeiten sind die Schwankungen bedeutend. So schwinden die Tropenflüsse in der regenarmen Winterzeit zu kleinen Rinnsalen zusammen, während sie in der sommerlichen Regenzeit zu wasserreichen Strömen anschwellen. In Gebieten mit längeren Trockenperioden, in den Subtropen, treten fließende Gewässer vielfach sogar nur vorübergehend in der Regenzeit auf. Man nennt diese intermittierenden Flüsse Fiumare. Die Trockentäler in der Wüste, die Wadis, sind meist überhaupt nie wassererfüllt.

Auf den Pegelstand wirkt außer dem Niederschlage auch noch die Größe der Verdunstung des Wassers auf und im Boden ein. Da die Verdunstung um so kräftiger erfolgt, je länger das Wasser ihr ausgesetzt ist, so sind auch die allgemeinen Abflußverhältnisse von Einfluß. Bei großer Durchlässigkeit des Bodens wird ein Teil des Regenwassers der unmittelbaren Verdunstung entzogen. Ebenso führt stark geneigter Boden den Gerinnen das Niederschlagswasser schneller zu, wodurch der Verlust durch Verdampfung vermindert wird. Endlich wird auch von der Vegetation ein Teil des Wassers verbraucht.

Die Vegetation übt auf die Wasserführung der Flüsse überhaupt

einen bedeutenden Einfluß aus. Namentlich gilt das für den Wald, der das Niederschlagswasser, zumal auf geneigten Bodenflächen, festhält und sein Abfließen verlangsamt. Im Winter speichert er auch in größerem Maße und für längere Dauer den Schnee auf. Er reguliert dadurch die Wasserführung. In entwaldeten Gebieten zeigen die Flüsse infolgedessen einen ungleichmäßigeren Wasserstand.

Das Steigen des Wasserspiegels bedeutet im allgemeinen auch eine Vermehrung der Wassermenge. Doch ist die Zunahme dieser keineswegs dem Betrage des Steigens direkt proportional. Denn der Wasserstand ist nur eine Funktion des Flußquerschnittes, während die Wassermenge auch eine solche der Geschwindigkeit des Flusses ist.

Das Fließen des Wassers ist eine Folge der Schwerkraft, die Geschwindigkeit hängt ab von dem Gefälle, d. i. die Neigung der Sohle des Flußbettes. Doch ist die Bewegung keine beschleunigte wie bei dem freien Falle; die Reibung an den Wänden des Bettes, sowie an der Luft, ferner der Verlust an lebendiger Kraft bei dem Transporte fester Sinkstoffe und die Reibung der Flüssigkeitsteilchen untereinander verhindern die Beschleunigung der Bewegung. Die Geschwindigkeit hängt infolgedessen nur von dem Gefälle und der Größe des Querprofiles ab.

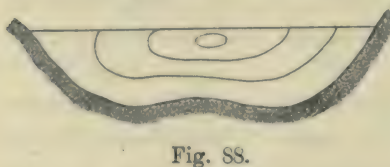


Fig. 88.

Die Geschwindigkeit ist in ein und demselben Querschnitte nicht an allen Punkten die gleiche. Von der Oberfläche aus nimmt sie zunächst zu, erreicht dann nahe dieser ihren höchsten Wert und nimmt nach dem Grunde hin wieder ab. In der horizontalen Richtung ändert sich die Geschwindigkeit nach der Tiefe, sie ist über der tiefsten Stelle am größten. Die Linie größter Geschwindigkeit bezeichnet man als den Stromstrich; er liegt nahe der Oberfläche und stellt den eigentlichen Talweg des Wassers dar. Infolge der größeren Reibung des Wassers nach den Ufern hin und der dadurch bedingten Verlangsamung der Bewegung wölbt sich das Wasser nach dem Stromstriche hin auf. Verbindet man die Punkte gleicher Geschwindigkeit in einem Profile miteinander, so verlaufen die entsprechenden Linien, die Isotachen, im allgemeinen parallel der Begrenzung und umgeben in geschlossener Kurve den Punkt des Stromstriches (Fig. 88).

Die Stromgeschwindigkeit wird meist direkt durch geeignete Instrumente bestimmt. Als solche werden namentlich sogenannte Schwimmer oder auch hydrometrische Flügel verwendet. Die letzteren geben

die Geschwindigkeit durch die Zahl der Umdrehungen eines dem Strome entgegengesetzten Flügelrades in einer Zeiteinheit an. Außerdem hat man die Geschwindigkeit auch indirekt auf Grund der Gesetze der Wasserbewegung zu ermitteln versucht. Bei der Kompliziertheit des vorliegenden Problems kommt aber den so abgeleiteten Formeln nur ein sehr bedingter Wert zu.

Die mittlere Geschwindigkeit eines Querschnittes multipliziert mit dem Areal des Querschnittes gibt die Wassermenge des Flusses. Diese ändert sich im allgemeinen mit den Wasserständen, aber es ist die mittlere Wassermenge eines Jahres keineswegs gleich der Menge, die bei dem Mittelwasserstand durch den Fluß sich bewegt. Trägt man in ein rechtwinkliges Koordinatensystem auf der Ordinate die Pegelstände, auf der Abszisse die zugehörigen Wassermengen auf, so erhält man die Wassermengenkurve, die etwa die Form einer Parabel zeigt. Sie gibt uns für jeden beliebigen Wasserstand die mittlere Wassermenge an.

Wasserhaushalt der Flüsse.

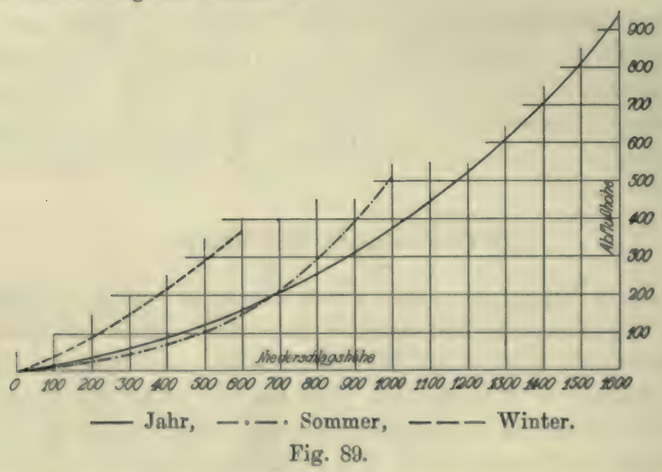
In einem Stromgebiet stehen sich Herkunft und Fortführung des Wassers wie Einnahme und Ausgabe gegenüber. Man faßt daher auch beides unter dem Begriff des Wasserhaushaltes eines Flusses zusammen.

Die Größe der Wassermenge wird wie die Höhe des Pegelstandes in erster Linie durch den Niederschlag bestimmt. Doch ist das Verhältnis der Abflußmenge in den Strömen zu der Niederschlagsmenge im zugehörigen Stromgebiete kein konstantes, es entsprechen reichlicherem Niederschlage nicht immer auch größere Wassermengen in den Flüssen. Der Abfluß wird dafür von zu vielen, ihrem Betrage nach wechselnden Faktoren beeinflußt. Zu ihnen gehören namentlich die oro- und petrographischen Zustände des Bodens, die Vegetation sowie die Art der zeitlichen Verteilung des Niederschlags. Man hat gleichwohl Formeln abzuleiten versucht, welche die Wassermenge unmittelbar aus der Niederschlagshöhe zu berechnen gestatten sollen. Diese sind aber noch nicht so weit gesichert, daß sie die direkte Messung der Wassermenge gleichwertig ersetzen könnten. Das Verhältnis des Abflusses zum Niederschlag, ausgedrückt in Prozenten des letzteren, bezeichnet man als Abflußfaktor oder Abflußkoeffizient.

Penck hat zuerst für Mitteleuropa eine derartige Formel aufgestellt. Bezeichnet a die Abflußhöhe und n die Niederschlagshöhe in mm, so ist $a = (n - 420)\,0{,}73$. Der Wert 420 stellt in mm für Mitteleuropa die-

jenige Niederschlagsmenge dar, bei welcher vermutlich Abflußlosigkeit eintreten würde, was allerdings den tatsächlichen Verhältnissen widerspricht, da im östlichen Mitteleuropa die Niederschlagshöhe beinahe auf diesen Betrag herabgeht und die Flüsse gleichwohl noch reichlich Wasser führen.

Zu einem ähnlichen Resultat kam Keller, dessen Formel sich stützt auf Mittelwerte aus mehrjährigen Beobachtungsreihen von ganz Mitteleuropa, Flachland, Mittelgebirge und Hochgebirge zugleich umfassend. Seine Formel lautet $a = (n - 430)\,0{,}942$, sie stellt mehr einen mittleren Zustand dar. Nach ihr würde schon bei einem Niederschlag von 430 mm Abflußlosigkeit eintreten.



—— Jahr, —·—· Sommer, ——— Winter.

Fig. 89.

Nach den Formeln von Penck und Keller nimmt der Abfluß einfach proportional dem Niederschlage zu. Auf Grund seiner Untersuchungen an der thüringischen Saale und auf Grund der Abflußverhältnisse in anderen mitteleuropäischen Stromgebieten fand Ule dagegen, daß der Abfluß mit der Zunahme des Niederschlags wächst, sein Verhältnis zu dem Niederschlag also nicht durch eine so einfache Formel wiedergegeben werden kann. Nach seiner Ansicht ist überhaupt der Abfluß nicht allein eine Funktion des Niederschlags, vielmehr wirken auf ihn noch eine Menge anderer Faktoren ein, die wir oben bereits aufgezählt haben. In geographisch gleichartigen Gebieten ist aber der Einfluß dieser Faktoren konstant. Unterschiede in dem Abflußvorgang können hier nur durch den Niederschlag bedingt sein, vorausgesetzt, daß auch das Klima im wesentlichen das gleiche ist. Unter Berücksichtigung solcher Erwägungen stellte Ule die Niederschlags- und Abflußhöhen für eine größere Zahl von geographisch gleichartigen Stromgebieten Mitteleuropas

zusammen und trug sie in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein. Der erhaltene Punktschwarm zeigt eine lineare Anordnung und erlaubt die Zeichnung einer Mittellinie, die zum Nullpunkt des Koordinatensystems hinweist. Absolute Abflußlosigkeit kann hiernach erst eintreten, wenn jeder Niederschlag aufhört, was theoretisch auch durchaus richtig ist, da die tatsächliche Abflußlosigkeit auf der Erde durch andere Faktoren als durch den zu geringen Niederschlag allein bedingt ist. Die aus dem Punktschwarm gewonnene Mittellinie ließ sich annähernd als eine parabolische Kurve dritten Grades analysieren (Fig. 89). Sie gilt nur für das gebirgige Mitteleuropa, soweit es im Klima, im Bodenbau, in der Vegetation und in der Bodenkultur gleichartig ist. Da in ein

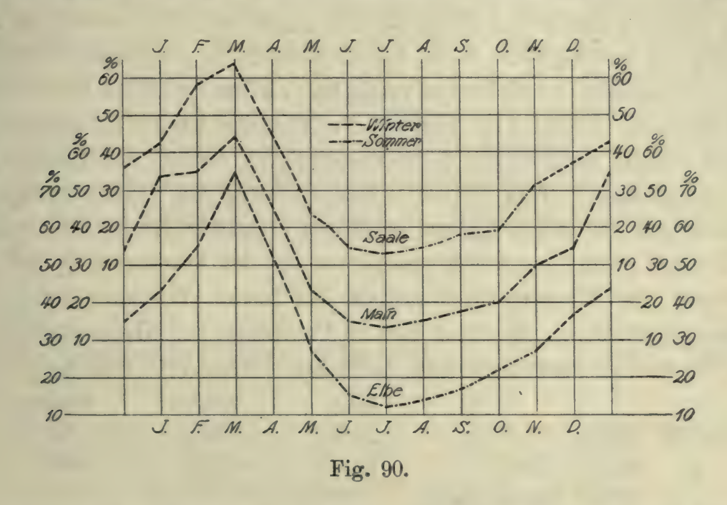


Fig. 90.

und demselben Gebiet die Abflußbedingungen während des Sommers und Winters sich vollkommen ändern, so ergaben sich weiter auch abweichende Abflußkurven für die Jahreszeiten (Fig. 89); die winterliche Kurve steigt steiler an als die sommerliche.

Der Gegensatz zwischen Sommer und Winter tritt uns in Mitteleuropa sowohl in den Niederschlags- wie in den Abflußhöhen entgegen. Es stehen sich ein niederschlagsarmer und abflußreicher Winter und ein niederschlagsreicher und abflußarmer Sommer gegenüber. Der winterliche Zustand beginnt mit dem November, dieser Monat gilt daher als der Anfang des hydrologischen Jahres. Der jahreszeitliche Gegensatz tritt noch deutlicher in den Abflußfaktoren hervor und zwar übereinstimmend bei allen Flüssen Mitteleuropas (Fig. 90). Im Gebiet der Saale beträgt nach zwanzigjährigem Mittel

	Winter	Sommer
der Niederschlag in Proz. der Jahressumme	37,5	62,5
der Abfluß in Proz. der Jahressumme	64,5	35,5
der Abflußfaktor (Abfluß in Proz. des Niederschlages)	16,5	46,0

Durch die meteorologische Verschiedenheit der beiden Jahreszeiten läßt sich dieser Gegensatz nicht ausreichend erklären, es muß vielmehr angenommen werden, daß das Abflußverhältnis nicht durch die Witterung allein, sondern durch den Haushalt der gesamten Natur bestimmt wird.

Für die thüringische Saale hat Ule auch die einzelnen Posten des Wasserhaushaltes zu bestimmen versucht. In ihm stellt der Niederschlag die Einnahme, Abfluß und Verlust die Ausgabe dar. Der Abfluß entstammt einmal unmittelbar dem Niederschlag, sodann den Quellen und dem Grundwasser. Den Betrag dieser Speisung des Flusses können wir ermitteln aus der Wassermenge zu Zeiten langandauernder Trockenheit. Der Verlust endlich setzt sich zusammen aus der Verdunstung und dem Verbrauch des Wassers im Haushalt der Natur (Wasseraufnahme des Bodens, Vegetation). Es ergab sich in Prozenten des Niederschlages für das Jahr und die hydrologischen Halbjahre (Nov.—April und Mai—Okt.):

	Jahr	Winter	Sommer
Abfluß, gesamter	27,5	46,0	16,5
„ unmittelbarer	17,5	32,5	10,5
„ durch Quell- und Grundwasser	10,0	13,5	6,0
Verlust, gesamter	72,5	54,0	83,5
„ Verdunstung	51,5	53,0	51,0
„ sonstiger Verbrauch	21,0	1,0	32,5

Gegenwärtig ist der Abflußfaktor bereits für eine größere Zahl von Strömen berechnet, die den verschiedensten Zonen der Erde zugehören, und nach dem Vorgang Murrays hat Fritzsche den Versuch gewagt, auf Grund der vorhandenen Daten den Wasserhaushalt für die gesamte Erde aufzustellen. Die Landfläche zerfällt in ein peripherisches und ein abflußloses Gebiet. Für das peripherische Gebiet erhielt Fritzsche eine Niederschlagshöhe von 870 mm und als Abflußfaktor 30 Proz. Für die einzelnen Breitenzonen fand er folgende Werte für Niederschlag und Abfluß:

	Niederschlag mm	Abflußhöhe mm	Abflußfaktor Proz.
50—60 n. Br.	504	146	29
40—50	508	177	35
30—40	522	147	28
20—30	786	289	37
10—20	947	153	16
10 n. Br.—10 s. Br.	1765	577	33
10—20 s. Br.	1100	197	18
20—30	638	224	35
30—40	573	62	11

In dieser Tabelle fällt der geringe Betrag des Abflußfaktors in der niederschlagsreichen Tropenzone auf. Der Verlust im Wasserhaushalt ist hier also besonders groß und zwar wird dieser nach neueren Untersuchungen hauptsächlich durch die Verdunstung verursacht. Den kleinsten Abflußkoeffizienten weisen im allgemeinen die beiden Passatzonen der Erde auf, nur in dem südhemisphärischen Wüstengürtel sinkt er noch weiter herab. In der Abflußhöhe tritt auch der nördliche Wüstengürtel deutlich hervor.

Literatur:

A. Penck, Untersuchungen über Abfluß und Verdunstung von größeren Landflächen. (Geogr. Abhandl., herausg. von A. Penck. Bd. V.) Wien, — 1896.

W. Ule, Niederschlag und Abfluß in Mitteleuropa. (Forsch. zur deutsch. Landes- und Volkskunde. Bd. XIV.) — Stuttgart, 1903.

H. Keller, Niederschlag, Abfluß u. Verdunstung in Mitteleuropa. — Berlin, 1906.

R. Fritzsche, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. (Zeitschr. f. Gewässerkunde. Bd. VII. 1906).

Klassifikation der Flüsse.

Die Abhängigkeit der Pegelstände und damit auch der Wassermengen von den allgemeinen klimatischen Verhältnissen ergibt sich deutlich aus der Verschiedenheit der Wasserführung in den Gewässern klimatisch voneinander abweichender Gebiete. Woeikof betrachtet darum die Flüsse lediglich als Produkte des Klimas und hat auf Grund dessen die Flüsse nach ihrer klimatischen Eigenart in ein System gebracht; er stellt folgende Flußtypen auf:

1. Die Flüsse erhalten ihr Wasser von der Schneeschmelze in den Ebenen und auf kleineren Höhen (Nordamerika, Sibirien).

2. Die Flüsse erhalten das Wasser von der Schneeschmelze in höherem Gebirge (Amu und Syr, Euphrat und Tigris, oberer Indus).

3. Die Flüsse erhalten ihr Wasser vom Regen und haben das Hochwasser in der wärmeren Jahreszeit (Tropenregen- und Monsunregengebiete).

4. Die Flüsse erhalten einen großen Teil ihres Wassers vom Regen, aber das Hochwasser entsteht infolge der Schneeschmelze (Osteuropa).

5. Die Flüsse erhalten ihr Wasser vom Regen, sie fließen beständig und haben höheren Pegelstand in der kälteren Jahreszeit, aber die regelmäßige jahreszeitliche Änderung ist gering (Zentral- und Westeuropa).

6. Die Flüsse erhalten ihr Wasser von dem Regen, sind viel wasserreicher in der kalten Jahreszeit; der Unterschied des regelmäßigen Hoch- und Niederwassers ist groß, teilweise versiegen die Flüsse sogar im Sommer (Südeuropa).

7. Beständige Flüsse fehlen wegen der Trockenheit des Klimas, es bilden sich nur vorübergehend Regenbäche (Wüsten).

8. Die Flüsse werden ersetzt durch Gletscher, diese führen zusammen mit den Gletscherbächen den Überschuß des Niederschlages talabwärts.

Diese Einteilung berücksichtigt nur die klimatischen Verhältnisse. Außer ihnen beeinflussen aber auch Bodenbau und Bodengestalt die Entwicklung der Flüsse, namentlich zeigen sich deutliche Beziehungen zur Tektonik der einzelnen Länder. Diese bestimmt die Richtung der Gewässer (Längs- und Querflüsse) und den Verlauf der Wasserscheide, wie auch häufig die Art der Speisung (Gletscher und Niederschlagsreichtum in Hochgebirgen).

Eine Einteilung der Flüsse auf Grund des genetischen Prinzipes ist zuerst von dem Amerikaner Davis versucht worden. Er bezeichnet die Flüsse nach ihre Entstehung unter dem Einfluß der Hebung eines Landes und der Fall- und Streichrichtung der Schichten. Auf einer aufsteigenden Landfläche folgt der Fluß der Richtung des größten Gefälles, das dem Schichteinfallen entspricht. Es entstehen die konsequenten Flüsse. Zu diesen senken sich Nebenflüsse in der Richtung des Streichens der Schichten, subsequente Flüsse. Bei dem weiteren Fortgang der Durchtalung bilden sich neue Flüsse, die einmal in der Fallrichtung der Schichten, resequente Flüsse, sodann dieser entgegengesetzt, obsequente Flüsse, den Nebenflüssen zuströmen. Flüsse, die sich diesem System nicht einreihen lassen, werden als insequente bezeichnet (S. 153). Infolge der großen Mannigfaltigkeit des Gebirgsbaues wird sich jedoch nur selten die Flußentwicklung dem Schema von Davis anpassen.

Die Beziehung der Flußentwicklung zur Bodengestalt tritt überall deutlich hervor. Wir können danach unterscheiden: Talflüsse, die ein ausgesprochenes Tal durchlaufen und im allgemeinen nur kleine Gehänge-

flüsse aufnehmen (osttibetanische Flüsse), Beckenflüsse, denen von allen Seiten annähernd gleichgroße Nebenflüsse zuströmen, die aber meist ohne bestimmte Stromrichtung (Kongo, Seine, Unstrut) fließen, endlich Flachlandsflüsse, denen ebenfalls eine einheitliche Laufrichtung fehlt und deren Nebenflüsse meist willkürlich angeordnet erscheinen. Als Hochlandsflüsse sind sie überdies noch dadurch gekennzeichnet, daß sie unter Stromschnellen und Wasserfällen zum Tiefland hinabeilen. Viele Ströme wechseln auf ihrem Lauf ihren Charakter mit der Änderung der Bodengestalt. Andere erhalten in Beziehung auf die Stromentwicklung ihr eigentümliches Gepräge durch die Art der Verteilung der Nebenflüsse. Einige können wir als Sammeladern bezeichnen, d. h. sie sammeln auf ihrem Weg die Flüsse einzelner orographischer Landschaften auf, die Oder z. B. die Sudetenflüsse, der Rhein die Gewässer des Schwäbisch-fränkischen Beckens und der Lothringer Hochfläche, die Saale in der Unstrut die Flüsse des Thüringer Beckens. Solche Sammelflüsse können einseitig oder doppelseitig sein. Weichsel, Oder, Elbe und Weser sind innerhalb des Norddeutschen Tieflandes einseitige Sammelflüsse. Andererseits sind die Flüsse auch oft in ihrem Verlauf zentral angeordnet, sie gehen von einem hydrographischen Zentrum aus (Waldaihöhe in Rußland, Fichtelgebirge, Rothaargebirge).

Auch eine Betrachtung der Flüsse in den einzelnen durch ihre Oberflächenformen scharf charakterisierten Erdteilen läßt die Beziehungen zwischen Bodengestalt und Flußentwicklung erkennen. Jeder Erdteil besitzt mehr oder weniger seine eigenen Flußtypen. Amerika mit seiner regionalen Anordnung der Gebirge und den ausgedehnten Tiefländern zwischen diesen ist durch Riesenströme gekennzeichnet. Die größte Landfläche der Erde, Europa-Asien, steht darin Amerika erheblich nach. Hier ist die reiche vertikale Gliederung für den Ausbau der Entwässerung entscheidend gewesen. Wir haben vorwiegend Talflüsse, die sich aus Längs- und Quertalflüssen zusammensetzen. Dadurch entsteht zugleich ein besonderer asiatischer Typus, der der Zwillingsströme (Euphrat und Tigris, Indus und Satledsch, Ganges und Brahmaputra), die in unmittelbarer Nachbarschaft entspringen, dann in Längstälern sich unter entgegengesetzter Richtung trennen, um nach Durchbrechung der Gebirgsketten wieder aufeinander zuzueilen. Afrika zeigt den Typus der Hochlands- und vielfach auch den der Beckenflüsse. Europa mit seiner reichen Oberflächengestaltung birgt auch mehrere Flußformen.

Innerhalb ein und desselben Flußlaufes ändert sich sein Charakter häufig. Im Bereiche der Gebirge, wo die Sohle des Flußbettes größeres Gefälle zeigt, haben wir schnellfließende Gewässer meist mit starken

Schwankungen des Wasserstandes; der Fluß hat hier noch den Charakter der Wildheit. In dem Flachlande fehlt im allgemeinen ein größeres Gefälle, der Fluß fließt träge dahin. Nach dieser Verschiedenheit unterscheidet man bei den Flüssen, die gleichzeitig Gebirge und Flachland durchziehen, den Gebirgs- und den Flachlandslauf. Vielfach gliedert man den Lauf eines Flußes auch ganz unabhängig von seiner Entwicklung in zwei Abschnitte, den Ober- und Unterlauf. Eine scharfe Definition für diese Teile ist jedoch nicht vorhanden. Da oft der Oberlauf im Gebirge liegt, der Unterlauf aber in der Niederung, hat man den Teil, in dem sich der Fluß aus dem Gebirgsflusse zum Flachlandsflusse umwandelt, als den Mittellauf bezeichnet.

Chemische und physikalische Verhältnisse des Flußwassers.

Wie das Grund- und Quellwasser, so enthält auch der Fluß eine Menge gelöster Stoffe; doch erreicht der Gehalt an Salzen selten mehr als 0,025 Proz. Diese Salze setzen sich zu etwa 60 Proz. aus Karbonaten, 10 Proz. aus Sulfaten, 5 Proz. aus Chloriden und 25 Proz. aus anderen chemischen Bildungen zusammen.

Mit der chemischen Beschaffenheit hängt zum Teil auch die Farbe des Flußwassers zusammen. Nahe dem Ursprunge wird sie durch die Art der Quelle bestimmt. Entstammt das Wasser einem moorigen Boden, so erscheint es durch die Einwirkung der Humussäuren braun gefärbt. Kommt das Wasser aus Gesteinsquellen hervor, so ist es blau, wenn die Gesteine kristallinische Schiefer, Gneisse oder Granite sind, grün dagegen, wenn das Wasser aus Kalksteinen hervorbricht. Alle Gesteins- und Grundwasserquellen liefern klares Wasser. Trübungen finden wir nur in Gletscherbächen oder in Bächen, die durch lockeres Erdreich fließen. Da die Gebirgsflüsse meist aus Gesteinsquellen hervorgehen, so haben diese auch überwiegend blaues oder grünes und klares Wasser; in den Flachlandflüssen haben wir dagegen viel häufiger Speisung aus Mooren, sie führen daher braunes oder braungrünes Wasser, das außerdem oft durch reichliche Sedimente getrübt ist. Diese Färbung kann sich bis zum Kaffeebraun und selbst Schwarz steigern, wie wir es von den Schwarzwasserflüssen des tropischen Südamerika (Rionegro) kennen, die aber auch in anderen Ländern der Erde vorkommen. Sie finden sich jedoch niemals auf Kalkboden.

Der Ursprung des Wassers übt auch auf die Temperatur einen Einfluß aus. Diese wird in erster Linie bestimmt durch die Insolation.

Je klarer das Wasser ist, um so tiefer dringen die Sonnenstrahlen ein. In flachen Gewässern gelangen sie bis zum Boden, der dadurch erwärmt wird und wieder erwärmend auf das Wasser einwirkt. Einen ähnlichen Einfluß haben Trübungen des Wassers. Innerhalb eines Querschnittes beobachtet man im Flusse stets die gleiche Temperatur; die Ursache davon ist die Art der Bewegung der einzelnen Wasserteilchen, durch die die gesamte Wassermasse fortwährend gemischt wird. Die große Beweglichkeit verhindert auch gleichzeitig mit dem Fließen die Ausbildung einer täglichen Schwankung. Diese erreicht nur in kleinen flachen Gewässern größere Beträge; in großen Strömen ist sie kaum vorhanden und erhebt sich selten auf mehr als 1 ^{0}. In Mitteleuropa tritt das Minimum im allgemeinen um 7 h a, das Maximum um 3 h p, das Mittel ziemlich gleichmäßig um 10—11 h a ein.*)

Die jährliche Temperaturschwankung ist dagegen in vielen Flüssen groß, sie ist von den klimatischen Verhältnissen abhängig, ändert sich also je nach dem Grade der Insolation. In Mitteleuropa fällt das Maximum auf den Juli, das Minimum auf den Januar.

Im Vergleiche zur Lufttemperatur ist das Wasser meist warm. Nach Forster sind nur die Gletscherbäche im Jahresmittel kälter als die Luft, aber auch sie haben wenigstens im Winter wärmeres Wasser. Die Seeabflüsse sind nur im Frühling kühler, in den übrigen Jahreszeiten dagegen wärmer als die Luft. Gleich den Gletscherbächen erweisen sich auch die Gebirgsflüsse im Winter wärmer, im Sommer kälter als die Luft, im Jahresmittel jedoch nahezu gleich. Am wärmsten erscheinen die Flachlandflüsse, die während des ganzen Jahres eine höhere Temperatur besitzen. Diese hohe Temperatur erklärt sich wieder aus der großen Beweglichkeit der Wasserteilchen, durch welche die oberflächliche Erwärmung schnell der ganzen Wassermasse mechanisch mitgeteilt und der Ausstrahlung in die Luft entzogen wird.

Ist das Wasser in seiner ganzen Mächtigkeit auf 0 ^{0} abgekühlt, so sind die Bedingungen für ein Gefrieren gegeben; aber infolge der steten Bewegung kommt es meist erst bei einer Abkühlung unter 0 ^{0} zur Eisbildung. Das Eis tritt im fließenden Wasser in mehreren Formen auf. Als Oberflächeneis erscheint es nur bei sehr starker Kälte. Vorher zeigt sich häufig das Grundeis oder Siggeis. Dieses beobachten wir an allen Vorsprüngen des Grundes und allen in das Wasser eintauchenden Gegenständen. Seine Bildung vollzieht sich vermutlich, wenn

*) Anm.: 7 h a = 7 Uhr ante meridiem, also 7 Uhr vormittags.

das Wasser bis auf den Gefrierpunkt erkaltet ist, an allen Stellen, wo es sich in Ruhe befindet. Günstige Bedingungen für die Grundeisbildung sind klares Wetter, niedere Lufttemperatur und eisfreie Wasseroberfläche. Endlich bemerken wir noch in den Flüssen treibend loses Eis, das man als Eisduft, Eistost oder Treibschnee bezeichnet. Wo dieses lose Eis sich staut, entsteht ein Eisstoß; das ist namentlich an seichten Stellen, dann im Bereiche geringen Gefälles und an allen Stromhindernissen der Fall.

Die Bildung einer festen Eisdecke auf den Flüssen setzt eine andauernde Frostperiode voraus, ist also nur in Klimaten mit niedriger Wintertemperatur möglich. Die Zeit des ersten Gefrierens, ferner die Dauer der einmal gebildeten Eisdecke und endlich die Zeit des Wiederaufgehens der Flüsse sind wichtige klimatische Elemente. So veranschaulicht nach Hann die Dauer der Eisdecke deutlich die westöstlich zunehmende Kontinentalität des Klimas in Europa-Asien:

	Weser	Weichsel	Wolga	Ob	Amur
Breite	53,1	53	52,4	53,3	53,1
Zugang	2. I.	26. XII.	9. XII.	9. XI.	9. XI.
Aufgang	1. II.	1. III.	18. IV.	26. IV.	20. V.
Dauer der Eisdecke	29	64	130	168	192 Tage

Verbindet man die Orte, für die diese Erscheinungen sich gleichzeitig vollziehen, durch Linien, von Hildebrandson Äquiglazialen genannt, so zeigt sich deutlich ihre Abhängigkeit vom Klima.

Literatur:

A. E. Forster, Die Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas. (Geogr. Abhandl., herausgeg. v. A. Penck. Bd. V, Heft 4.) — Wien, 1894.

Rykatschew, Über Auf- und Zugang der Gewässer des russischen Reiches. (Wild, Repert. f. Meteorologie. 2. Sppl.-Bd.) — St. Petersburg, 1887.

A. Swarowsky, Die Eisverhältnisse der Donau in Bayern und Österreich von 1856—1890. (Geogr. Abhandl., herausgeg. v. A. Penck. Bd. V) — Wien, 1891.

Seen.

Als See bezeichnet man jede größere Wasseransammlung. Kleine Seen heißen Weiher oder Teiche.

Das Bestehen eines Sees ist an das Vorhandensein einer allseitig abgeschlossenen Wanne und hinreichende Wasserzufuhr gebunden. Wasser ist in genügender Menge fast überall auf der Erde vorhanden; nur in

den trockensten Gegenden reichen die Niederschläge zu dauernden Ansammlungen nicht aus. An Becken, in denen sich das Wasser ansammeln könnte, fehlt es dagegen in vielen Gebieten. Wo sie bestehen, sind sie häufig jugendliche Gebilde, die nicht von langer Dauer sind. Im allgemeinen sind die Seen nur vorübergehende Erscheinungen in dem Antlitze der Erde.

Literatur:

R. Credner, Die Reliktenseen. (Ergänzungsheft z. Petermanns Mitteilungen, 86 u. 89.) — Gotha, 1887 u. 1888.
F. A. Forel, Le Leman. — Lausanne, I. Bd. 1892. II. Bd. 1895.
— Handbuch der Seenkunde. — Stuttgart, 1901.
W. Ule, Der Würmsee (Starnbergersee) in Oberbayern. (Wissensch. Veröff. d. Ver. f. Erdk. zu Leipzig. Bd. V) — Leipzig, 1901.
W. Halbfaß, Der gegenwärtige Stand der Seenforschung. (Fortschr. d. naturw. Forschung, herausgeg. v. Abderhalden. VI. Bd. u. f.)

Lage, Größe und Gestalt der Seen.

Über die Erde sind die Seen sehr ungleich verteilt. Im Verhältnisse zu der übrigen Landfläche nehmen sie nur ein geringes Gebiet ein, selbst in dem seenreichen Finnland nur 13 Proz. des Landes. Die Gesamtfläche aller Binnenseen dürfte kaum $2^1/_2$ Mill. qkm, d. i. noch nicht 2 Proz. der Landfläche, erreichen.

Meist treten die Seen gesellig auf. Richthofen führt folgende Seengruppen oder Seenregionen auf: Küstenseen, Seen der Flußniederungen, Faltengebirgsseen, Seen der Bruchgebiete, vulkanische Seen, Glazialseen, abflußlose Seen im Innern der Kontinente und isolierte Seen. Beispiele für die einzelnen Gruppen sind auf der Karte leicht zu finden.

Viele Seen erscheinen als Gebilde der bis in die jüngste Zeit hinein an der Gestaltung des Bodens arbeitenden Kräfte; es sind ursprüngliche Seen. Andere gehören dagegen zu den Bildungen, welche an die Entstehung der Kontinente überhaupt geknüpft sind, es sind Seen der kontinentalen Gliederung.

Unter diesen letzteren finden wir gerade die größten Seen, wie den Kaspisee, der eine Fläche von 438 700 qkm einnimmt. Der Größe nach folgen dann die nordamerikanischen und ostafrikanischen Seen, unter denen der größte, Oberer See, allerdings mit 82 360 qkm weit hinter jenem zurückbleibt. Der größte See Europas, der Ladoga-See, mißt nur 18 150 qkm.

Diese Seen sind Flachlandseen; in den Gebirgen vermindert sich im allgemeinen auch die Größe mit der Höhe. Eine Abhängigkeit

des Vorkommens der Seen von der Höhe ist nicht wahrnehmbar. In Tibet liegen einige Seen über 5000 m hoch. Die obere Grenze dürfte mit der Schneelinie zusammenfallen. Die untere Grenze erreichen wir im Toten Meer mit 394 m unter dem Meeresspiegel.

In bezug auf die Gestalt zeichnen sich die Küstenseen, die Seen der Flußniederungen und die vulkanischen Seen durch Einfachheit aus, während die Faltengebirgsseen und die Glazialseen eine reichere Gliederung aufweisen. Die Seen der Bruchgebiete und die abflußlosen Seen sind ebenfalls meist einförmig gestaltet. Man sucht die Gestalt ziffermäßig auszudrücken durch Ermittlung des Verhältnisses der größten Länge zur größten Breite oder durch Bestimmung der Küstenentwicklung (E), die sich als das Verhältnis der wirklichen Umrißlinie (U) zur kleinstmöglichen, d. i. zum Umfange eines flächengleichen Kreises, darstellt. Die Formel lautet $E = U : 2\sqrt{F \cdot \pi}$, wo F die Fläche des Sees ist. Auch die Berechnung des mittleren Küstenabstandes nach der von Rohrbach (S. 139) angegebenen Methode führt hier zu brauchbaren Resultaten.

Die Form des Beckens selbst wird durch genaue Tiefenmessungen bestimmt. Bei diesen handelt es sich weniger um die Ermittlung der größten Tiefe als um die Feststellung des Bodenreliefs. Die Maximaltiefe ist außerordentlich verschieden und vielfach unabhängig von der geographischen Lage und von der Entstehung. Der tiefste See ist der Baikalsee mit 1522 m, ihm folgen der Tanganjikasee mit 1435 m und der Kaspisee mit 945 m. Von den europäischen Seen besitzt der Hornindalssee in Norwegen die größte Tiefe von 486 m.

Über die Größe, Höhenlage und Tiefe einiger weiterer Seen unterrichtet die folgende Übersicht:

	Arealgröße qkm	Höhe m	Maximaltiefe m	Mittlere Tiefe m
Europa:				
Ladoga-See . .	18 150	5	256	—
Onega- „ . .	9 836	35	124	31.5
Wener- „ . .	5 568	134	93	33
Wetter- „ . .	1 898	88	120	39
Mälar- „ . .	1 163	0	64	8
Platten- „ . .	591	106	11	3
Genfer- „ . .	582	375	310	154
Boden- „ . .	538	395	252	90
Garda- „ . .	390	65	346	136
Comer- „ . .	146	199	410	156
Spirding „ . .	120	117	25	6.5
Müritz- „ . .	115	63	32	6
Chiem- „ . .	85	520	73	24.5

	Arealgröße qkm	Höhe m	Maximaltiefe m	Mittlere Tiefe m
Europa:				
Würm-See . .	57	584	123	53
Hornindals-See	51	51	486	—
Dratzig-See	19	128	83	20
Asien:				
Kaspisches Meer	438 000	—26	946	200
Aral-See . . .	63 270	32	66	—
Baikal-See . .	37 000	484	1 523	730
Totes Meer . .	980	—394	399	146
Afrika:				
Viktoria Njansa	66 500	1 132	—	—
Tanganika . .	33 000	782	1 435	300?
Njassa	30 800	477	706	270
Tsad-See . . .	20 000	260	8?	—
Australien:				
Gairdner-See .	7 700	110	—	—
Eyre-See	5 000—8 000	—12	—	—
Amerika:				
Oberer-See . .	82 360	183	308	145
Michigan-See .	58 150	177	263	100
Huron „ .	60 100	177	245	77
Erie- „ .	25 900	175	99	—
Ontario- „ .	18 900	75	225	—
Titicaca- „ .	8 400	3 850	282	87

Neben der Maximaltiefe ist die Kenntnis der mittleren Tiefe von Bedeutung. Man erhält sie einmal als das arithmetische Mittel aller gleichmäßig über den See verteilten Lotungen, weiter durch die Bestimmung der mittleren Tiefe einzelner in gleichen Abständen durch den See gelegter Profile und Bildung des Mittelwertes dieser, endlich durch das Verhältnis der Oberfläche zu dem Volumen. Das Volumen berechnet man meist nach der Simpsonschen Formel (S. 158).

Um die immerhin mühselige Berechnung der mittleren Tiefe zu ersparen, hat man zur Veranschaulichung der Beckenform auch das Verhältnis der größten Tiefe zur Seite eines flächengleichen Quadrates und endlich das Verhältnis der größten Tiefe zum Areal des Sees eingeführt.

Der Grad der Einsenkung eines Seebeckens wird außerdem auch sehr gut dargestellt durch die Bestimmung des mittleren Böschungswinkels. Sie erfolgt nach der von Finsterwalder angegebenen Formel (S. 157).

Literatur:

W. Halbfaß, Morphometrie der Europäischen Seen. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin. 1903 u. 1904).

Entstehung und Einteilung der Seen.

An der Entstehung der Seen sind alle Kräfte beteiligt, die an der Erdoberfläche gestaltend wirksam sind, sie alle vermögen mehr oder weniger auch Hohlformen zu schaffen. Unter den endogenen Vorgängen ist es namentlich die Gebirgsbildung durch Faltung und Bruch, unter den exogenen die Erosion und die Ablagerung. Forel stellt daher auch nur drei Gruppen von Seen auf: tektonische Seen, Erosionsseen, auch als Ausräumungsseen bezeichnet, und Dammseen. Als vierte Gruppe fügt er noch die Seen gemischten Ursprungs hinzu, wenn mehrere Vorgänge zugleich die Bildung des Sees bewirkt haben.

Sind nun auch im allgemeinen die Entstehungsmöglichkeiten der Seen durch die Forschung hinreichend klargestellt, so herrschen doch im einzelnen noch Meinungsverschiedenheiten. Es gilt das besonders für die Erosionsseen. Als erodierende Kräfte kommen die bewegte Luft, das fließende Wasser und die Gletscher in Betracht. Der Wind vermag nur in Ländern mit Trockenklima, wo der Boden nicht durch Vegetation geschützt ist und stark durch Verwitterung gelockert wird, flache Mulden zu erzeugen, die jedoch selten auch wassererfüllt sind, weil es in solchen Gegenden an Wasser mangelt.

Auch das fließende Wasser schafft nur kleine Hohlformen. Die normale Form der Wassererosion ist die Talfurche mit stetem Gefälle der Sohle. Doch infolge des Wechsels in der Härte des Gesteins und infolge von Wirbelbewegungen des Wassers entstehen auch Aushöhlungen, die aber selbst bei großem Gefälle meist nur kleine Becken bilden. Erheblich stärker ist die Wirkung bei senkrechtem Falle des Wassers, dann vermag das Wasser sogar in hartem Felsen tiefe Kessel zu erzeugen. Durch eine solche Evorsion sollen nach Geinitz viele der baltischen Seen entstanden sein. Doch dürften auch die Evorsionsbecken nur selten größeren Umfang besitzen. Selbst am Fuße des mächtigen Niagarafalles würde nach Ableiten des Stromes nur ein verhältnismäßig kleiner See von höchstens 50 m Tiefe zurückbleiben.

Am weitesten gehen die Ansichten auseinander hinsichtlich der Glazialerosion. Allgemein zugegeben wird nur die Bildung kleiner flacher Felsbecken. Nach der Ansicht vieler Geologen ist eine starke vertikale Erosion mit der Natur des Gletschereises und der Gletscherbewegung nicht vereinbar. Man hat die Schaffung von Hohlformen durch den Gletscher deshalb auf die Ausräumung (Excavation) vorhandener Mulden beschränkt. Jedenfalls ist vielfach festgestellt, daß der Gletscher über lockeres Material ohne jede Wirkung hinweggegangen ist. Allein die

Tatsache, das viele Seen sich kaum anders als durch Glazialerosion entstanden erklären lassen und alle vergletschert gewesenen Gebiete durch Seenreichtum ausgezeichnet sind, stützt die Annahme einer stärkeren Beckenbildung durch die Gletscher.

Mit der Bildung stehen hiernach Gestalt und Tiefe der Becken in engem Zusammenhang. Zweifellos sind die tektonischen Becken im allgemeinen durch große Tiefe ausgezeichnet, während bei den Erosionsseen und auch Dammseen die Tiefe gering ist, sie entspricht hier meist den Formen der Umgebung; in Hochgebirgen sind die Seen tiefer als in Mittelgebirgen und in dem Flachland. Doch bestehen auch Ausnahmen von dieser Regel. In bezug auf die Gestalt der Becken läßt sich nur sagen, daß bei den tektonischen Seen der gebirgsbildende Vorgang selbst entscheidend ist (langestreckte Faltungs- und Einbruchsseen, runde Kesselbruchseen und Kraterseen), bei den Erosionsseen dagegen die Form der Rinne vorherrscht und bei den Abdämmungsseen Unregelmäßigkeit der Gestalt charakteristisch ist. Glazialseen zeichnen sich außerdem durch die abgerundete Form (Trogform) ihrer Becken aus.

Sehen wir zunächst von den wirkenden Kräften ab, so lassen sich alle Hohlformen oder Wannen nach Supan zurückführen auf Austiefung und Aufschüttung. Berücksichtigen wir dann im einzelnen die Faktoren, die zur Seebildung führen, so erhalten wir folgendes System:

I. Austiefungsseen entstehen:

A. durch die endogenen Kräfte:

1. als Becken der kontinentalen Gliederung (Kaspisee, Aralsee).
2. durch Faltung der Erdrinde (Seen im Jura).
3. durch vertikale Bewegungen der Erdkruste (vermutlich Bodensee und Genfer See).
4. durch vulkanische Vorgänge, Explosion und Einsturz.
5. durch Grabenversenkung oder Bruch (Totes Meer, ostafrikanische Seen).

B. durch die exogenen Kräfte:

1. durch Auslaugung und Unterspülung (Karstseen).
2. durch Erosion:
   a) des Windes (nur flache Mulden),
   b) des fließenden Wassers, also durch Ausstrudelung oder Evorsion (einige norddeutsche Seen nach Geinitz),
   c) der Gletscher (noch immer viel umstritten).

II. Aufschüttungsseen entstehen:

A. durch die endogenen Kräfte:

1. durch Kraterwälle,
2. durch Lavaströme,
3. durch Bergstürze infolge von Erdbeben.

B. durch die exogenen Kräfte:

1. durch Schuttwälle quer zur Talrichtung (Stauseen). Solche Schuttwälle werden aufgeworfen:
   a) durch fließendes Wasser,
   b) durch Lawinen,
   c) durch Bergstürze infolge von Unterwaschungen,
   d) durch Gletscher als Moränen oder als Eiswälle.
2. durch Schuttwälle in vorhandenen Becken (Abgliederungsseen), sie werden aufgeworfen:
   a) durch die Meereswellen als Barren,
   b) durch den Wind als Dünen und Nehrungen,
   c) durch Stauungen fließenden Wassers bei der Einmündung in stehendes Wasser, Delta,
   d) durch Korallenriffe.
3. durch Schuttwälle als Unebenheiten innerhalb einer Schuttablagerung:
   a) im Schwemmlande der Flüsse, besonders im Delta,
   b) im Gebiete der Grundmoräne (viele Glazialseen).
4. durch Wälle, die durch die stauchende Wirkung der Gletscher entstehen.

Dieses System enthält alle Entstehungsmöglichkeiten der Seebecken. Da die meisten Seen aber nicht durch einen, sondern durch mehrere der aufgezählten Vorgänge gebildet sind, so lassen sie sich oft überhaupt nicht in ein solches Schema einreihen. Diese Tatsache erschwert die Klassifikation der Seen nach dem genetischen Prinzip sehr. Gleichwohl sind von Peschel, Davis, Supan, v. Richthofen u. a. derartige Systeme aufgestellt. Von Richthofen unterscheidet im Anschluß an den Amerikaner Davis folgende Ordnungen und Arten von Seen:

I. Schuttlandsbecken:
1. Glazialschuttseen, 2. Dünenseen, 3. Korallenschuttseen, 4. Überschwemmungsreste.

II. Abdämmungsbecken:
5. Bergsturzseen, 6. Schuttkegelseen, 7. Eisdammseen, 8. Lavastromseen, 9. Endmoränenseen, 10. Hochflutseen, 11. Nebenflußseen, 12. Stromlagunen.

III. Abgliederungsbecken:
13. Einschwemmungsseen, 14. Küstenlagunen, 15. Strandriffseen, 16. Atollseen, 17. Fjordseen, 18. Reversionsseen (nach Penck).

IV. Ausräumungsbecken:
19. Seen glazialer Ausräumung, 20. Seen der glazialen Korrasion, 21. Seen glazialer Rotation, 22. Seen äolischer Ausräumung.

V. Explosionsbecken:
23. Vulkanische Explosionsseen, 24. Kraterseen.

VI. Einbruchsbecken:
25. Vulkanische Einbruchsseen, 26. Auslaugungsseen, 27. Versenkungsseen (Delta).

VII. Tektonische Becken:

28. Longitudinale Faltungsseen, 29. transversale Faltungsseen (Querfurchen durch Längsfalten abgedämmt), 30. Schichtverwerfungsseen, 31. Gebirgsbruchseen.

VIII. Becken kontinentaler Gliederung:

32. Binnenländische Meeresreste, 33. Zentralbecken der Kontinente.

Ein weiteres System verdanken wir Credner; er hat im Anschlusse an Peschel zwei große Gruppen aufgestellt, die Festlandseen oder echten Binnenseen und die Reliktenseen. Für diese letzteren hat er auch die kennzeichnenden Merkmale gegeben. Danach ist die einstige Zugehörigkeit eines Sees zum Meere erwiesen, wenn die frühere Meeresbedeckung der Seeumgebung und das Vorhandensein einer Hohlform zu der Zeit dieser Meeresbedeckung sicher festgestellt ist. Dagegen sind die Funde mariner Fauna und Flora, sowie die jetzige Einsenkung unter den Spiegel des Meeres allein nicht ausreichend beweiskräftig dafür.

Unter den Reliktenseen unterscheidet er solche, die durch Abdämmung und Lostrennung von Meeresteilen infolge von Gesteinsbildungen, die über den Wasserspiegel emporgewachsen sind, entstanden (Deltaseen, Lagunen, Haffs, Limane, Etangs, Strandriffseen und Atollseen), ferner solche, die als beckenförmige Vertiefungen des Meeresbodens infolge negativer Niveauschwankung vom Meere abgetrennt wurden (Emersionsseen), und endlich solche, die durch Einschrumpfung ehemaliger Mittelmeere gebildet sind.

Aber alle diese Klassifikationen haben doch nur einen mehr theoretischen Wert. In Wirklichkeit können die Seen selten irgendeinem der Systeme eingeordnet werden, weil, wie oben erwähnt, die meisten Becken einer mehrfachen Entstehungsart ihren Ursprung verdanken. Ule faßt daher solche Seen, die durch einen einzigen seebildenden Vorgang entstanden sind, als primäre Seebecken auf und stellt diesen alle anderen als sekundäre gegenüber. Die sekundären bezeichnet er dann als einfach-sekundäre, wenn wieder nur ein einziger sekundärer Vorgang das Becken geschaffen hat, als zusammengesetzte hingegen, wenn mehrere Faktoren dabei beteiligt waren. Zu den primären Seen würden z. B. die Kraterseen, zu den einfach sekundären die durch irgendeinen Vorgang abgedämmten Talseen und zu den zusammengesetzten sekundären Seen diejenigen zu rechnen sein, die z. B. entstanden sind durch Abdämmung eines Erosionstales und gleichzeitig durch eine Verbiegung der Erdkruste. Unter Berücksichtigung aller an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte kommt man zu folgendem System der Seen:

I. Primäre Seen.

a) Endogene Bildungen:

1. Tektonische Becken (Faltungsseen, Gebirgsbruchseen).
2. Vulkanische Becken (Kraterseen, Explosionsseen, Einbruchseen).
3. Becken kontinentaler Gliederung (Binnenländische Meeresruhe, Zentralbecken der Kontinente).

b) Exogene Bildungen:

1. Ausräumungsbecken (Seen äolischer Ausräumung, Evorsionsbecken, Seen glazialer Ausräumung).
2. Aufschüttungsbecken (Dünenseen, Schwemmlandseen, Glazialschuttseen, Bergsturzseen, Korallenschuttseen).
3. Einsenkungsbecken (Auslaugungsseen, Versenkungsseen).

II Sekundäre Seen.

a) Endogene Senken:

1. Tektonische Abdämmung (Transversale Faltungsseen).
2. Vulkanische Abdämmung (Lavastromseen).
3. Schuttabdämmung (Faltungsseen).

b) Exogene Senken:

1. Tektonische Abdämmung.
2. Vulkanische Abdämmung.
3. Schuttabdämmung (Moränenseen, Nebenflußseen, Stromlagunen, Bergsturzstauseen, Eisdammseen).

Das Wasser der Seen.

Ursprung und Abfluß.

Die Seen erhalten im allgemeinen ihr Wasser durch oberirdische Zuflüsse. Dazu kommt häufig noch eine Speisung durch Quellen und Grundwasser. Zuweilen fehlen jedoch auch die oberflächlichen Zuflüsse; dann sind die Seen nur Ansammlungen von Quell- und Grundwasser. Wir finden solche zahlreich in Norddeutschland.

Der Überschuß an Wasser wird ebenfalls meist durch einen oberflächlichen Abfluß fortgeführt. Fehlt ein solcher, so geht das Wasser durch Verdunstung oder auf unterirdischem Wege verloren. Im ersteren Falle ist das Wasser des Sees stark salzhaltig, weil die Zuflüsse eine Menge gelöster Stoffe herbeiführen, die sich unter der steten Verdunstung im See immer mehr anhäufen müssen. Oberflächlich abflußlose Seen mit Süßwasser und folglich mit unterirdischem Abfluß sind auf dem Baltischen Höhenrücken in Norddeutschland nachgewiesen.

Über die Art der Speisung gibt das Verhältnis von Zufluß zum Abflusse einigen Aufschluß, wenn gleichzeitig die klimatischen Verhält-

nisse bekannt sind. Bedingen diese eine geringe Verdunstung, und sind Zufluß und Abfluß einander nahezu gleich, so haben wir nur eine geringe Grundwasserspeisung oder unterseeischen Abfluß; ist der Abfluß in diesem Falle erheblich größer als der Zufluß, dann ist sicher Grundwasserspeisung vorhanden; ist er kleiner, so ist eine unterirdische Absickerung sehr wahrscheinlich.

In Klimaten mit einer starken Verdunstung ist im allgemeinen nur dann eine unterseeische Speisung anzunehmen, wenn der Abfluß annähernd gleich dem Zuflusse ist.

Endlich gestatten auch vielfach noch die Wasserstandsänderungen in einem See einen Schluß auf die Art der Speisung. Steigt und sinkt der Wasserspiegel gleichzeitig mit der Zu- und Abnahme des oberirdischen Zuflusses, so führt dieser auch vorwiegend dem Becken das Wasser zu. Dagegen liegt zweifellos eine unterseeische Speisung vor, wenn große Änderungen des Zuflusses ohne wesentlichen Einfluß auf den Stand des Seespiegels bleiben.

Wasserstand.

Die Bewegungen des Seespiegels werden an Pegeln beobachtet oder auch an selbsttätigen Limnographen dauernd aufgezeichnet. Wo Pegel fehlen, sind häufig in der Beschaffenheit des Ufers sichere Merkmale für die Schwankungen des Wasserstandes zu finden. Als solche gelten alte Ufer- oder Strandlinien, organische Reste führende Ablagerungen und bei Seen mit salzigem Wasser starke Salzausblühungen des Bodens. Sind dagegen solche Merkmale nicht vorhanden, so ist der Wasserspiegel unverändert geblieben oder gestiegen. In dem letzteren Falle werden uns überspülte menschliche Anlagen, im Wasser stehende Bäume und das Fehlen von Schuttkegeln an den Mündungen der Zuflüsse als weitere Beweismittel dienen können.

Die Wasserstandsänderungen werden entweder durch die klimatischen Verhältnisse oder durch geologische Vorgänge verursacht.

Die klimatisch bedingten Schwankungen sind in abflußlosen Seen im allgemeinen größer als in solchen mit Abfluß, da in diesen mit dem steigenden Wasserspiegel sich auch die Menge des Abflusses vermehrt, und zwar schneller als der Querschnitt der Abflußrinne zunimmt. Sie treffen ferner zeitlich nicht mit der Periode der klimatischen Änderungen zusammen; denn das Steigen des Wassers im Seebecken ist erst eine Folge einer anhaltend größeren Speisung durch die Zuflüsse, muß also im Vergleiche zu den Schwankungen in diesen sich verspäten.

Abgesehen von der Verspätung spiegeln sich aber in allen Seen mit vorwiegend oberflächlicher Speisung in den Wasserstandsänderungen die allgemeinen meteorologischen Perioden ab. Wo die Zuflüsse hauptsächlich durch den Niederschlag bedingt sind, bestimmt dessen jahreszeitliche Verteilung den Gang der Wasserstandsbewegung in den Seen; wo dagegen die Zuflüsse z. B. durch die Schneeschmelze ihr Hochwasser erhalten, da finden wir auch wie im Bodensee entsprechende Wasserstandsschwankungen in den Seen.

Sieger und Brückner haben in vielen Seen der Erde langjährige Perioden in den Wasserstandsschwankungen nachgewiesen. Letzterer hat darauf seine Theorie von den großen Klimaschwankungen mit begründet.

Durch geologische Vorgänge wird ein Steigen des Wasserspiegels dann erfolgen, wenn sich auf irgendeine Weise die Sohle der Abflußrinne erhöht oder durch Schutt das Becken des Sees in schnellerem Tempo ausgefüllt wird, als der Abfluß beschleunigt wird. Ein Sinken des Wasserspiegels ist dann als eine Folge geologischer Vorgänge anzusehen, wenn die Sohle der Abflußrinne sich vertieft, oder auch wenn der Untergrund des Beckens sich gesenkt, oder endlich wenn sich ein starker unterirdischer Abfluß gebildet hat.

Seespiegelschwankungen, Wellen und Strömungen.

Schwankungen des Seespiegels werden auch durch Störungen des Gleichgewichtes der Niveaufläche hervorgerufen. Ein andauernd in einer Richtung wehender Wind erzeugt einen Windstau. In vielen Seen treten zuweilen schaukelnde Bewegungen der ganzen Wassermasse auf. Das Wasser steigt und fällt dann regelmäßig innerhalb eines bestimmten Zeitraumes. Diese Erscheinung ist namentlich an vielen Schweizer Seen beobachtet worden; zuerst ist sie am Genfer See untersucht. Dort führt sie den Namen „Seiches". Am Bodensee heißt dagegen die durch die Seiches bewirkte Bewegung des Wassers am Strande das An- und Auslaufen des Sees. Nach Forel haben wir die Seiches als stehende Wellen aufzufassen, die bald durch den ganzen See in einer Schwingung sich bewegen, bald in mehreren Wellen auftreten. Sie zeigen sich sowohl als Längsschwingungen, Seiches longitudinales, wie

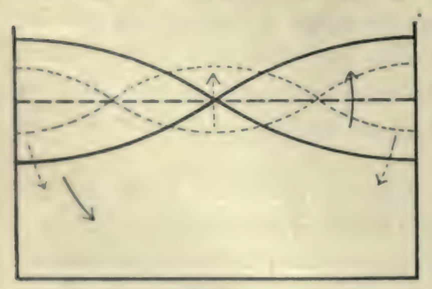


Fig. 91.

als Querschwingungen, Seiches transversales. Je nach der Zahl der Wellen in einem Querschnitte haben wir einknötige, zweiknötige oder mehrknötige Schwingungen (Fig. 91).

Am Genfer See dauert eine einknötige Längsschwingung 73 Min., eine zweiknötige 35, eine einknötige Querschwingung 10, eine zweiknötige 5 Min. Diese Dauer erweist sich abhängig von den Größenverhältnissen des Seebeckens. Für ein Becken mit flachem Boden wie dem Genfer See ist nach Forel $t = \frac{l}{\sqrt{gh}}$, wo t die halbe Dauer der Schwingung, l die Länge des Sees in der Richtung der Schwingung, h die mittlere Tiefe und g die Beschleunigung der Schwere ist.

Als Ursachen der Seiches gelten jetzt auf Grund der Arbeiten von Forel allgemein starke atmosphärische Störungen (rasche Luftdruckänderung über einem Teile des Sees, plötzliche Windstöße). Die Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes gibt den Anstoß zu der Schwankung der Wassermasse im Seebecken, die sich zu einer stehenden Welle ausbildet. Den Seiches verwandt sind vermutlich jene Seespiegelschwankungen in den Meeren, die man in der Ostsee Seebär (Bare-Woge), an der sizilianischen Küste Marrobbio nennt.

Durch die direkte Wirkung des Windes werden in den Binnenseen wie auf dem Meere auch Windwellen erzeugt, die im Vergleiche zu jenen in dem leichten Süßwasser schneller und größer auftreten. Die Maximalhöhe der Windwellen in den Seen ist aber durch die geringere Flächengröße sehr beschränkt. Sie erreicht selbst in Seen von der Größe des Bodensees kaum mehr als einen Meter.

Der Wind ruft in den meisten Binnenseen auch Verschiebungen der Wassermassen hervor, einmal dadurch, daß er das Wasser vor sich hertreibt und aufstaut, sodann aber vermutlich auch dadurch, daß er die Wärmeverteilung beeinflußt. Da diese thermischen Verlagerungen gleich den Seiches Schaukelbewegungen sind und sie sich rhythmisch wiederholen, hat man sie als Temperaturseiches bezeichnet. Lebhafte horizontale Strömungen sind in vielen Binnenseen tatsächlich beobachtet worden, besonders im Genfersee, Plattensee und in den großen Kanadischen Seen. Am Starnberger See nennen die Fischer diese Erscheinung das Rinnen des Sees. Da das Rinnen bei vollständiger Windstille auftritt, so läßt es sich kaum anders als durch thermische Gleichgewichtsstörungen des Wassers erklären.

Chemische und physikalische Verhältnisse des Seewassers.

Das Wasser sämtlicher Binnenseen enthält gelöste Salze; Seen mit Abfluß, namentlich die von großen Flüssen durchströmten Seen, haben nur einen geringen, abflußlose Seen dagegen zuweilen einen sehr hohen Salzgehalt. Der Salzgehalt des Wassers im Toten Meere beläuft sich auf 23,7 Proz., im Großen Salzsee Nordamerikas auf 18,6, im Kaspisee auf 0,15 (im Golf Karabuyas 17 Proz.), im Eltonsee sogar auf 27 Proz. In den Flußseen finden sich dagegen im allgemeinen nur etwa 0,01—0,02 Proz. gelöster Stoffe. Die chemische Zusammensetzung der Salze in den Binnenseen ist sehr verschieden von der des Meerwassers, sie gleicht der der Flüsse; wir finden namentlich Karbonate, Sulfate und Chloride von Kalzium, Magnesium, Natrium und Kalium. Alle eigentlichen Salzseen sind reich an Kochsalz. Daneben haben wir Seen mit viel kohlensaurem und schwefelsaurem Natron, Natronseen (Wansee) und einzelne mit Borax, Boraxseen. Dieses Salz entstammt vorwiegend den Zuflüssen. Es kann aber auch unmittelbar durch Quellen aus dem salzhaltigen Untergrunde zugeführt sein (Mansfelder Seen bei Eisleben).

Die Größe des Salzgehaltes ändert sich in demselben See während eines Jahres oft beträchtlich je nach den Änderungen in der Menge der Wasserzufuhr. Innerhalb des Beckens ist ferner der Salzgehalt keineswegs konstant. Nach den Untersuchungen Delebecques nimmt er häufig von oben nach unten zu.

Durch den Salzgehalt wird das spezifische Gewicht des Wassers bestimmt. Dieses beträgt im Kaspisee 1,005—1,010, im Großen Salzsee 1,150, im Toten Meere 1,162.

Die Farbe des Wassers ist im allgemeinen wie die des reinen Wassers blau. Nach den Untersuchungen von Spring geht das Blau bei Anwesenheit sehr fein verteilter fester Teilchen in Grün und selbst Braun über. Auch vertikale Ausgleichströmungen infolge thermischer Gleichgewichtsstörungen rufen Änderungen der Farbe ins Grüne und Braune hervor. Nach v. u. z. Aufseß ist die Abänderung der ursprünglich blauen Farbe hauptsächlich eine Wirkung in Wasser gelöster Stoffe. Besonders färben Beimengungen von Humussäuren das Wasser grün und braun. Daher haben alle norddeutschen Seen, die stark mit Moorwasser gespeist werden, braungrünes Wasser. Aber auch Kalk (grün) und Eisensalze (braun) beeinflussen die Farbe.

Die Klarheit des Wassers bestimmt man nach der Durchsichtigkeit des Wassers, d. h. nach der Tiefe, in der eine eingesenkte weiße

Scheibe für das Auge verschwindet, und nach der Grenze des Lichteindringens überhaupt, die auf photographischem Wege ermittelt wird.

Die Lichtdurchlässigkeit des Wassers ändert sich innerhalb des Jahres bedeutend. Sie ist am größten in der kalten, am kleinsten in der warmen Jahreszeit. Im Sommer wird das Wasser durch die Entwicklung des organischen Lebens, sowie durch größere Menge von Staub getrübt. Dazu kommt noch die Wirkung der lebhaften vertikalen Zirkulation, die als Folge der Erwärmung des Wassers sich einstellt und nach Spring ebenfalls eine Trübung des Wassers erzeugt.

Die Grenze der Sichtbarkeit liegt in den einzelnen Seen sehr verschieden tief, im Sommer im Genfer See 5,5, im Bodensee 4,5, im Würmsee 5,0 m, im Winter im Genfer See 18, im Bodensee 10 und im Würmsee 13,5 m. Diese Resultate haben aber nur einen bedingten Wert, sie sind untereinander nur vergleichbar, wenn die zur Untersuchung benutzte Scheibe immer die gleiche Größe hatte. Je größer die Scheibe ist, um so tiefer sinkt die Sichtbarkeitsgrenze.

Die Grenze des Eindringens des Lichtes überhaupt ist nur für wenige Seen bestimmt. Im Genfer See reicht das Licht in der warmen Jahreszeit bis 50 m, in der kalten bis 110 m, im Bodensee in der warmen bis 30, im Würmsee bis 55 m.

Die Temperatur an der Oberfläche der Seen schmiegt sich im allgemeinen der der überlagernden Luft an. Der Betrag der täglichen und jährlichen Schwankungen ist jedoch erheblich geringer. Die Tagesschwankung erreicht in Mitteleuropa selten mehr wie 1—2°. Das Minimum tritt um Sonnenaufgang, das Maximum um Sonnenuntergang ein, das Mittel zwischen 11 und 12 h a. Auch in der Jahresperiode verschieben sich die Eintrittszeiten der Wendepunkte im Vergleiche zu denen in der Luft etwas, namentlich ist im Herbst das Wasser relativ warm, im Frühjahr dagegen kalt. Im Jahresmittel ist die Wassertemperatur meist etwas höher als die Lufttemperatur, ebenso im Sommer-, Herbst- und Wintermittel, aber nicht im Frühlingsmittel.

In demselben See ist die Oberflächentemperatur keineswegs an allen Punkten die gleiche; häufig ist sie in der flachen Uferregion höher als in der sogenannten pelagischen Region über größeren Tiefen. Der Unterschied erreicht in Mitteleuropa an Tagen starker Insolation mehrere Grade.

Sinkt die Wasserwärme auf 0° herab, so ist die Möglichkeit zur Eisbildung gegeben. Es kann zu dieser aber nur bei absoluter Windstille kommen. Denn das Wasser hat nach den Untersuchungen

Richters vor dem Gefrieren und unmittelbar unter der Eisdecke noch eine Temperatur von über 0°. Bei Bewegung des Sees durch Wind wird also das abgekühlte Oberflächenwasser noch mit wärmeren Tiefenwasser gemischt, es kann sich deshalb nur bei Ruhe bis auf 0° abkühlen. Die Zeit des Beginnes der Eisdecke, die Dauer dieser und die Zeit des Wiederaufgehens ist von den klimatischen Verhältnissen der Seeumgebung abhängig.

Nach der Tiefe ändert sich im allgemeinen die Temperatur. Nimmt sie ab, lagert also das warme Wasser oben, so besteht nach Forel die rechte Wärmeschichtung (stratification directe); nimmt sie zu, was bei uns namentlich im Winter häufig der Fall ist, so haben wir umgekehrte Schichtung (strat. inverse). Nach dieser Schichtung unterscheidet Forel drei Typen:

1. Tropischer oder besser warmer Typus mit rechter Schichtung während des ganzen Jahres.

2. Polarer oder kalter Typus mit dauernd umgekehrter Schichtung.

3. Gemäßigter Typus mit rechter Schichtung im Sommer und umgekehrter Schichtung im Winter.

Die Art der vertikalen Wärmeänderung in den Seen Mitteleuropas ist in der jüngsten Zeit durch zahlreiche Untersuchungen genauer festgestellt. Richter, Hergesell und Langenbeck haben gleichzeitig nachgewiesen, daß die Temperatur in der warmen Jahreszeit in einer bestimmten Tiefe sich plötzlich sehr rasch vermindert. Die Schicht schneller Änderung hat Richter als thermische Sprungschicht bezeichnet. Sie bildet sich infolge vertikaler Bewegung des Wassers, sogenannter Konvektionsströmungen, die durch die Erwärmung des Wassers am Tage und die Abkühlung während der Nacht hervorgebracht werden; sie ist die Grenze dieser thermischen Ausgleichsströmungen. Ihre Lage ändert sich daher auch mit der Zunahme der Wärme. Im Winter und Frühjahr fehlt sie ganz, erst im Frühsommer tritt sie auf, wie die beigefügte Tabelle zeigt, die uns die vertikale Temperaturverteilung nach Beobachtungen im Starnberger See veranschaulicht. Der Beginn der Sprungschicht ist durch einen Strich in jeder Temperaturreihe angedeutet. Man sieht, wie sie im Laufe des Sommers immer tiefer sinkt. Im Herbst liegt sie am tiefsten. Mit der zunehmenden Abkühlnng des Wassers an der Oberfläche verschwindet sie dann schließlich während des Winters wieder. Vorübergehend treten neben der Hauptsprungschicht oberhalb dieser noch sekundäre Sprungschichten auf die durch längere Zeit anhaltende warme Witterung erzeugt werden.

Vertikale Temperaturverteilung im Starnberger See.
1894.

Tiefe m	März 16	Mai 7	August 15	September 26	Oktober 9
0	3,4	9,1	17,6	15,1	12,9
2,5	3,3	9,0	17,3	15,1	12,9
5,0	3,3	7,5	17,3	15,0	12,9
7,5		7,2	17,3	15,0	12,9
10,0	3,3	6,9	16,6	14,8	12,8
12,5		6,2	15,1	14,1	12,7
15,0	3,3	5,7	12,4	10,6	11,7
17,5		5,5	8,2	8,4	8,0
20,0	3,3	5,3	7,4	7,2	6,8
25,0		4,9	5,9	5,8	5,7
30,0	3,3	4,8	5,1	5,2	5,0
40,0	3,3	4,4	4,5	4,6	4,5
50,0	3.4	4,2	4,2	4,3	4,2
60,0	3,4		4,0	4,2	4,1
70,0				4,2	4,0
80,0	3,4				

In den einzelnen Seen zeigt sich die Sprungschicht in sehr verschiedener Tiefe, je nach der geographischen Lage, nach der Form des Seebeckens, nach der Beschaffenheit des Wassers (klar oder trüb), sowie nach der Art der Speisung. Diese Faktoren wirken überhaupt auf die vertikale Wärmeverteilung ein. Darum stellt Ule unter den gemäßigten Seen die Seen des Flach- und Hügellandes denen der Gebirge gegenüber und unterscheidet unter beiden Gruppen flache und tiefe Becken, die er wieder teilt in solche mit klarem und solche mit trübem Wasser. Trübes Wasser erhöht die Erwärmung der oberen Schichten, behindert dagegen die der tieferen, erzeugt also im allgemeinen eine große Sprungschicht. Flache Seen werden durch die Sonne bis zum Grunde gleichmäßig erwärmt, die Sprungschicht fehlt also ganz oder ist nur schwach ausgebildet.

Die Temperatur des Wassers in der Tiefe liegt meist nahe der Temperatur des Dichtemaximums des Wassers, zuweilen jedoch auch erheblich darüber. Diese hohe Wärme in der Tiefe wird vielfach auf die Art der Speisung der Seen zurückgeführt, namentlich soll starke Grundwasserzufuhr hohe Temperatur bedingen. Nahe dem Grunde ist von Forel im Bodensee und von Richter in mehreren Seen der österreichischen Alpen und besonders im Königsee, noch eine Zunahme der

Temperatur beobachtet worden, die noch keine befriedigende Erklärung gefunden hat.

Literatur:

v. u. z. Aufseß, Die physikalischen Eigenschaften der Seen. — Braunschweig, 1905.

Gletscher.

In den oberen Regionen der Hochgebirge, wie in den polaren Gebieten der Erde treten die Eisströme oder Gletscher an die Stelle der Flüsse. Ihre Erforschung steht in engem Zusammenhange mit der wissenschaftlichen Untersuchung der Alpen, namentlich der Schweiz. Daher finden wir auch unter den ersten Gletscherforschern die Namen hervorragender Schweizer, wie L. Agassiz und Desor. Gegenwärtig ist die Gletscherforschung über die ganze Erde ausgedehnt. An ihrem Ausbaue sind vor allen de Saussure, Tyndall, Pfaff, Helmholtz und Heim beteiligt. Der letztere gibt uns in seinem Handbuche der Gletscherkunde ein umfassendes Bild von dem Stande unserer Kenntnis. In der neueren Zeit ist diese hauptsächlich durch die Arbeiten von Finsterwalder, Blümcke, Heß, Crammer und von Drygalski erweitert worden.

Literatur:

Albert Heim, Handbuch der Gletscherkunde. — Stuttgart, 1885.
H. Heß, Die Gletscher. — Braunschweig, 1904.
F. Machaček, Gletscherkunde (Samml. Göschen, 154). — Leipzig, 1902.
S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. (Wissenschaftl. Ergänzungshefte z. Zeitschrift des D. u. Oe. Alpenvereins. Bd. I, Heft 1.) — Graz, 1897.

Entstehung und Struktur des Gletschereises.

Der Schnee, der in den höheren Regionen der Gebirge niederfällt, bleibt hier in den Mulden dauernd liegen und verwandelt sich allmählich in Eis, das dann als Gletscher talabwärts fließt, oder stürzt auch noch als Schnee in das Tal hinab. Diese nur periodisch auftretenden Schneeströme bezeichnet man als Lawinen.

Man unterscheidet unter den letzteren Staublawinen aus lockerem Schnee, die besonders im Winter auftreten, Grundlawinen, die sich im Frühjahre unter der Einwirkung der höheren Temperatur bilden, und bei denen sich eine festere Schneemasse zugleich mit dem lockeren Schutte des Untergrundes talabwärts bewegt, und Eislawinen, bei denen Teile des Gletschers mit abrutschen.

Die Lawinen bewegen sich in einer Sturzbahn, dem Lawinenzuge. Sie fließen wie ein Sturzbach die steilen Gehänge hinab, oder sie gleiten auch zuweilen als eine träge Masse abwärts und stellen dann mehr einen Schneeschlipf dar.

Auf der Höhe der Gebirge fällt der Schnee in einer feinen staubartigen Form als sogenannter Hochschnee. Dieser wandelt sich allmählich durch Schmelzen unter der starken Insolation und durch Wiedergefrieren in körnigen Firnschnee um. Firn oder Ferner bedeutet alter Schnee. Er bildet sich aus allen Schneearten. Als Firn ist der Schnee weniger weiß, etwas durchscheinend, ballig und schwer, er besteht aus einzelnen rundlichen Körnern und ist in geringerem Grade schmelzbar als der gewöhnliche Schnee. Seine oft schmutziggraue Farbe rührt von dem Staube her, mit dem er im Laufe der Zeit überdeckt wird. Bei hoher Temperatur ist der Firn locker, bei niedriger fest.

Der ewige Schnee oder Firn füllt als Firnfeld in den Gebirgen die Kessel und Mulden aus oder überkleidet die Hochflächen in Form einer flachgewölbten Decke. Diese Firnfelder sind gefurcht und zeigen Windaushöhlungen sowie nach dem Rande hin zahlreiche Risse. Im Querschnitte erscheint der Firn geschichtet. Die Schichten treten am unteren Ende des Firnfeldes als schmutzige Streifen hervor.

Infolge der steten Durchtränkung mit Wasser, durch den Druck der überlagernden Schneemassen und durch das beständige Wiedergefrieren des Wassers entsteht aus dem Firne das Firneis, in dem die Firnkörner durch Wasser gleichsam zementiert sind. Das Firneis ist im Gegensatze zum Firnschnee festes hartes Eis, reich mit Luftblasen angefüllt, von grauweißer Farbe und von Schichten homogenen Eises durchsetzt.

Durch weitere mechanische Umformung entwickelt sich das eigentliche Gletschereis. In diesem ist das runde Firnkorn und das zementierende Eis verschwunden, die Luft hat sich zu Blasen gesammelt, das Eis ist klar und durchsichtig geworden und von einem Netze von Kapillarspalten durchzogen, welche die Gletscherkörner voneinander trennen. Diese sind wieder Bildungen des Druckes, des Eindringens von Schmelzwasser und des Wiedergefrierens, zugleich aber auch Wirkungen der fließenden Bewegung des Gletschers.

Die einzelnen Körner des Gletschereises sind bei Temperaturen unter 0° nicht sichtbar, wohl aber bei solchen über 0°. Sie erscheinen dann als Körper von unregelmäßig polyedrischer Gestalt, die talabwärts an Größe zunehmen und schließlich bis zu Körnern von 10 cm Durch-

messer anwachsen. Das Gletschereis ist gleich dem Marmor ein Aggregat von Kristallen. Das geht deutlich auch aus seinem optischen Verhalten hervor. Die Kristallstruktur bleibt in allen Teilen des Gletschers bestehen.

Die Farbe des reinen Gletschereises ist blau; doch geht das Blau durch Eindringen von Luft oft in Weiß über.

Wie der Firn zeigt auch der Gletscher Schichtung, die wohl desselben Ursprunges ist. Äußerlich ist die Schichtung erkennbar an feinen Schmutzstreifen, die das Eis durchziehen. Auch oberflächlich treten auf dem Gletscher Schmutzbänder auf, die ebenfalls auf das Vorhandensein einer Schichtung deuten. Sie gelten als die Folgen der Bewegung des Eises über eine Steilstufe seines Bettes.

Dagegen sind die im Gletschereise sich zeigenden Bänder oder Blätter Strukturerscheinungen, sie stellen eine Art Schieferung dar. Beweis dafür ist die Tatsache, daß die Bänder geneigt und selbst senkrecht zur wirklichen Schichtung stehen, daß sie nur nach starken Pressungen des Eises auftreten, daß sie talabwärts immer deutlicher werden, während die Schichtung sich immer mehr verwischt, und daß sie dort, wo die Schichtung ganz zerstört ist, noch erscheinen. Nach Crammer geht die Blätter- oder Bänderstruktur allmählich aus der Schichtung infolge von seitlichen Druckwirkungen hervor.

Die Bänderstruktur ist die Folge eines Wechsels von blasenreichem Eis, Weißbänder, und von luftfreiem Eis, Blaubänder. Sie tritt oberflächlich auf dem Gletscher hervor, weil die Bänder in verschiedener Weise schmelzen, die Weißbänder schneller, die Blaubänder langsamer, jene bilden also Vertiefungen, diese Erhöhungen auf dem Gletscher. Die Erhebungen des blauen Eises ordnen sich zu deutlich wahrnehmbaren Linien, Ogiven, an.

Gletscherbewegung.

Die Gletschereismasse bewegt sich langsam talabwärts, sie gleitet den geneigten Boden hinab oder fließt mit eigener Bewegung der einzelnen Teilchen wie ein Strom abwärts. An dieser Bewegung hat auch schon der Firn teil.

Die Geschwindigkeit der Bewegung ist abhängig von der Neigung des Gletscherbettes und von der Größe des Querprofiles. Sie nimmt vom Rande nach der Mitte beständig zu, von oben nach unten wahrscheinlich ab. Von Drygalski glaubt allerdings auf Grund seiner Untersuchungen in Grönland eine Zunahme der Bewegung nach der

Tiefe annehmen zu müssen. Die Richtigkeit dieser Annahme ist durch neuere Untersuchungen von Finsterwalder und Blümcke am Hintereisferner in den Alpen bestätigt worden.

Im Laufe des Jahres ändert sich die Geschwindigkeit in der Weise, daß sie in dem unteren Ende während der warmen, im oberen während der kalten Jahreszeit infolge des vermehrten Schneedruckes beschleunigt wird. Eine tägliche Schwankung in der Geschwindigkeit hat wenigstens an den Alpengletschern bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden können. Dagegen zeigen sich stets große Unterschiede innerhalb längerer Zeiträume. Zuweilen erfolgt die Bewegung auch ruckweise schneller. Dann hat sich der Druck im Eis gleichsam aufgestaut und kommt nun plötzlich zur Wirkung.

Zur Veranschaulichung der Gletscherbewegung mögen die nachstehenden Zahlen dienen:

Geschwindigkeit der Gletscher in der Mitte.	mittl. jährl.,	mittl. tägl.
Unteraargletscher	40—70 m	0,140—0,211 m
Mer de Glace	176 „	0,217—0,687 „
Hintereisferner	40—50 „	
Lodalbrae in Norwegen		0,102—0,654 „
Grönland, Gletscher der Randzone		0,128—0,300 „
„ „ des Binneneises		3,0 —20,0 „

Zunahme der Geschwindigkeit vom Rande nach der Mitte:

Rhonegletscher, Entfernung vom Ufer	100	200	300	500 m	
Mittlere Geschwindigkeit für das Jahr	12,9	50,9	79,1	98,2 „	
Grönländ. Gletscher, (Karajak) Entfernung vom Ufer	100	250	1000	1500	2000 „
Tägliche Bewegung	0,2—0,4	1—2	7	14—15	18—19 „

Alle diese Bewegungserscheinungen eines Gletschers sind diejenigen eines Flüssigkeitsstromes. Das Eis des Gletschers bildet demnach eine innerlich verschiebbare Masse, es stellt eine schwerflüssige Masse dar, bei der Kohäsion und Reibung groß sind, aber doch noch kleiner bleiben als die Schwerkraft. Unter den schwerflüssigen Massen scheidet man nach Heim zähflüssige, in denen die innere Kohäsion größer ist als die Reibung, und dickflüssige, bei denen die innere Kohäsion kleiner ist als die Reibung. Zu diesen letzteren gehören die Gletscher; sie weichen auf Druck plastisch aus, auf Zug erweisen sie sich spröde und zerreißen.

Infolge des Zerreißens als einer Wirkung der Zugkraft entstehen im Gletscher zahlreiche Spalten. Diese treten entweder als Rand-

spalten durch die nach der Mitte hin zunehmende Zugkraft verursacht, oder als Querspalten infolge eines Longitudinalzuges im Eise und endlich als Längsspalten auf. Die letzteren erscheinen namentlich dort, wo der Gletscher aus einer Talverengung in eine Talerweiterung übergeht.

Die Bewegungsmöglichkeit des Gletscher beruht auf den physikalischen Eigenschaften des Eises. Dieses verflüssigt unter hohem Drucke, gefriert aber wieder, sobald der Druck aufhört. Das Verflüssigen und Wiedergefrieren bezeichnet man als die Regelation. Sie kann experimentell leicht veranschaulicht werden, indem man ein Eisstück mittels eines belasteten Fadens langsam durchschneidet. Weiter wird das Eis bei einer Temperatur von 0° plastisch. Nach den zuverlässigsten Messungen ist die Temperatur im Innern des Gletschers gleich 0° oder nur wenig darunter, wie es dem höheren Druck im Eise entspricht, durch den der Schmelzpunkt erniedrigt wird.

Auf Grund der physikalischen Eigenschaften hat man eine Reihe von Theorien zur Erklärung der Gletscherbewegung aufgestellt. Nach Hugi, Elie de Beaumont und Forel soll das allmähliche Wachstum der Gletscherkörner die Hauptursache der Bewegung sein, namentlich soll das infiltrierte Wasser den Anstoß zur Verschiebung der Eismassen talabwärts geben.

Dieser sogenannten Dilatationstheorie, welche die Schwerkraft nur als für die Richtung der Bewegung bestimmend ansieht, stehen andere Theorien gegenüber, die die Schwerkraft als wesentliche Ursache des Fließens betrachten. Sie haben heute zum Teil allgemeine Anerkennung gefunden. Croll führt die Bewegungsmöglichkeit des Eises auf die Wirkung der Sonne zurück, Thomson betrachtet sie als eine Folge des Druckes, andere Forscher schreiben sie der Plastizität des Eises selbst zu. Nach Pfaff ist das Eis ohne Bruch plastisch unter einem langsam, aber anhaltend wirkenden Drucke, nach Tyndall und Helmholtz dagegen mit Bruch und unter steter Umformung durch die Regelation. Crammer endlich führt die Gletscherbewegung auf die Blätterstruktur zurück, die Körner der einzelnen Blätter sollen längs der Schichtflächen getrennt sein und die Schichten und Blätter sollen als Ganzes unter der Wirkung der Schwere übereinander talabwärts gleiten. Die Plastizität des Gletschereises wird vorwiegend durch die Kornstruktur des Eises bedingt. Nach Mügge bestehen die Gletscherkörner wieder aus zahlreichen nicht dehnbaren, aber biegsamen dünnen Blättchen, die gegeneinander verschiebbar sind. In dieser als Translation bezeichneten Eigenschaft der Gletscherkörner findet die Plastizität des Gletschereises eine weitere Erklärung.

Nach dem neuesten Stande der Kenntnis der Natur der Gletscher ist somit die Bewegung eine Folge der Schwere, sie kommt zu stande durch die Verflüssigung des Eises im Innern, durch die Plastizität bei 0°, durch die Regelation und durch das Gleiten auf dem geneigten Untergrunde.

Die Art der Bewegung der Eismassen im Gletscher hat Finsterwalder geometrisch aus seinen Beobachtungen am Vernagtferner in Tirol abzuleiten versucht. Er nimmt eine stationäre und stetige Strömung der Gletschermasse an, setzt also voraus, daß die Strömung an jeder Stelle im Laufe der Zeit nach Größe und Richtung sich nicht verändert und daß die Teilchen, die einmal einander benachbart sind, es für immer bleiben. Die Bewegung des Eises im Gletscher vollzieht sich in folgender Weise: Jede Fläche des Firnfeldes unmittelbar oberhalb der Schneegrenze passiert infolge der Eisbewegung sofort diese und verliert nun durch Schmelzung den im letzten Jahre aufgefallenen Schnee. Jede weitere oberhalb gelegene Firnfläche muß aber bei ihrem Wege bis zur Schneegrenze noch den Schnee auf sich nehmen, der auf die unterhalb gelegene Fläche gefallen ist, ihre ursprüngliche Oberfläche kommt also erst zum Schmelzen, wenn dieser Schnee geschmolzen ist. So muß wieder jede weiter oben gelegene Firnfläche erst die Schneeschicht aller tiefer gelegenen Flächen auf sich nehmen und durch Schmelzung wieder verlieren, ehe sie selbst zur Abschmelzung kommt. Die auf dem Hinterrande des Firnfeldes gefallenen Schneemengen schmelzen folglich erst am Ende des Gletschers aus, nachdem sie den ganzen Weg am Grunde des Gletschers zurückgelegt haben. In der nebenstehenden Figur (92), die die Eismasse eines Gletscher darstellen soll, ist das schmalere Ende das Firnfeld, begrenzt durch die Firnlinie (FF). Die Längslinien (s—S) veranschaulichen den Weg eines Eisteilchens, es sind also Stromlinien, die Querlinien teilen den Gletscher in Flächen gleicher Ergiebigkeit des Auf- und Abtrages. Die schraffierten Flächenteile I unb II entsprechen sich in der Gletscherfläche oberhalb und unterhalb der Firnlinie.

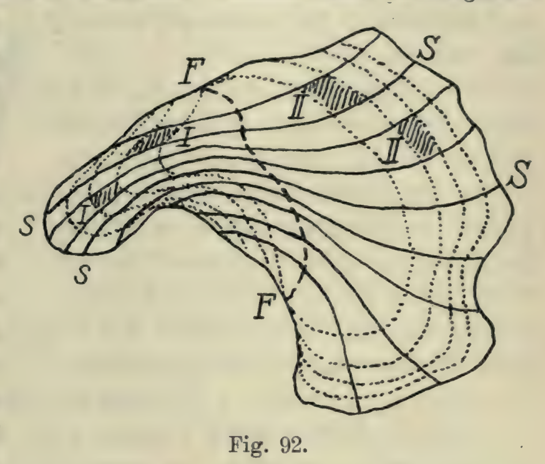


Fig. 92.

Ablation und Auflösung, Moränen.

Auf dem Wege talabwärts schwindet allmählich der Gletscher, bis er schließlich sein Ende erreicht. Das Schwinden der Eismasse besteht zunächst in der Abschmelzung an der Oberfläche durch die Wirkung der Insolation, durch die Luftwärme, die Verdunstung und den Regen. Man bezeichnet diesen Vorgang als die Ablation. Durch sie entstehen die oberflächlichen Gletscherbäche und die Gletschermühlen im Innern des Eises. Die letzteren erzeugen im Eise und im Boden des Gletschers rundliche Strudellöcher, Gletschertöpfe.

Weiter wird die Eismasse auch vermindert durch die Abschmelzung von unten, zum Teil infolge der Erdwärme, und endlich durch eine Schmelzung im Innern als Wirkung des Druckes.



Fig. 93.

Das Produkt dieser Schmelzung ist der Gletscherbach, der am Ende des Eisstromes aus dem Gletschertore hervortritt.

In den polaren Gebieten, wo die Gletscher bis ins Meer reichen, erfolgt die Auflösung am Ende auch durch den Abbruch großer Eismassen, durch das sogenannte Kalben. Dieses wird durch den Auftrieb des leichteren Eises im Wasser und durch die schmelzende Wirkung des Wassers verursacht.

Vor der oberflächlichen Ablation wird das Gletschereis durch aufliegende Steine geschützt. Unter diesen bleibt dann das Eis bestehen, und die Steine ruhen zuweilen auf hohen Eissäulen als Gletschertische.

Steine und Schutt fallen auf den Gletscher in großen Mengen von den Gehängen des Tales herab und häufen sich auf dem Eise zu mächtigen Wällen an, als Moränen, Gufferlinien oder Gandecken bezeichnet (Fig. 93). Sie erscheinen auf dem Gletscher als Obermoränen; diese sind entweder Seitenmoränen an den Seiten des Gletschers oder Mittelmoränen bei dem Zusammenflusse zweier Gletscher in der Mitte des Gletschers. Das Gesteinsmaterial gelangt von der Oberfläche auch in diesen hinein und bildet Innenmoränen. Am Grunde vereinigt es sich mit dem Gesteinsmateriale, das vom Hinterrande des Firnfeldes aus am Boden des Gletschers talabwärts geführt ist, und erzeugt die Grundmoräne. Am Rande des Gletschers aber wird das gesamte Gesteinsmaterial in Wällen abgelagert als Ufermoränen an den Seiten des Gletscherbettes, als End- oder Stirnmoränen vor der Gletscherstirn.

Verbreitung der Gletscher.

Zur Bildung der Gletscher sind neben den geeigneten klimatischen Verhältnissen auch bestimmte orographische Formen erforderlich, damit sich der Schnee in genügender Menge ansammeln kann. In den Gebirgen liegen die Firnfelder in Talkesseln oder Zirken. Von dort bewegen sich die Gletscher talabwärts und vereinigen sich bald mit anderen, die aus benachbarten Firnmulden hervorgegangen sind. Solche Gletscher, die schließlich als ein mächtiger Eisstrom tief in die Täler hinab sich erstrecken, bezeichnet man als Talgletscher oder Gletscher 1. Ordnung. Die kleinen Gletscher in den oberen Regionen der Gebirge, die Hänge-, Hoch- oder Jochgletscher gelten dagegen als solche 2. Ordnung. Es ist das der Typus des alpinen Gletschers. Wo die Gletscherzungen sich über den Fuß des Gebirges in das ebene Vorland erstrecken, vereinigen sie sich oft zu einem großen Eisfeld, zu einem Vorlandsgletscher (Malaspinagletscher am Mount Elias in Alaska).

Auf den Hochflächen bildet der Schnee flache einförmige Firnfelder, von denen die Gletscher nach allen Seiten in die zur Hochfläche führenden Täler sich ergießen. Diesen Hochflächengletschern gleichen die Binneneis- oder Inlandeisgletscher, die wir z. B. auf Grönland finden, die nur weit mächtiger sind und alle Täler und Berge überdecken. Sie teilen sich erst am äußersten Rande in einzelne Gletscher. Das ist die Form des polaren Gletschers.

Gletscher beobachten wir in allen Gebieten der Erde, selbst unter den Tropen, wenn die Gebirge nur zu genügender Höhe aufsteigen. Hier überschreiten die Gletscher selten das Firnfeld, sind also nur sogenannte Firngletscher. Die hohe Wärme verhindert ihr Abfließen in die Tiefe. Es zeigen sich auch an der Oberfläche überall die Spuren starker Abschmelzung. Die oberste Schneedecke ist aufgelöst in eine Fülle parallel angeordneter mannshoher Figuren, die einer Schar wandernder Pilger gleichen, weshalb der Volksmund diese Erscheinung auch treffend Büßerschnee nannte. In der Wissenschaft wird sie als Zackenfirn bezeichnet.

Die vergletscherte Fläche der Erde umfaßt nach Heß rund 15,2 Mill. qkm, d. i. 10 Proz. der Landfläche. Auf die Nordhemisphäre fallen davon etwas mehr als 2 Mill. qkm, auf die kühlere und feuchtere Südhemisphäre 13 Mill. qkm.

Während die Höhe der Schneegrenze vorwiegend von den klimatischen Verhältnissen abhängt, wird die Größe und die Höhe der

Gletscher auch wesentlich durch die Bodengestalt bestimmt. Das untere Ende erstreckt sich um so tiefer, je größer und schneereicher das Sammelgebiet und je geringer der Verlust durch Ablation ist. Daher liegt das untere Ende der Gletscher in demselben Gebirge oft in sehr verschiedener Höhe.

In den Alpen enden im Mittel die Gletscher in einer Höhe von 1860 m, der Grindelwaldgletscher reicht aber noch fast 1000 m tiefer, bis 980 m. Im Kaukasus liegt das untere Ende im Mittel 2260, im Himalaja auf der Südabdachung 3500, in Neuseeland auf der feuchten Westseite 215, auf der trockeneren Ostseite 1170 m hoch. Kühles und feuchtes Meerklima fördert die Vergletscherung (Neuseeland, südchilenische Anden), trockenes Kontinentalklima behindert sie und drängt die untere Gletschergrenze nach oben (Tibet).

Diese Grenze ändert sich im Laufe der Zeit; denn die Gletscher schreiten mit ihrem unteren Ende vor und zurück. Die Schwankungen erfolgen periodisch und meist gleichzeitig an allen Gletschern, nur mit großen Verspätungen und Verfrühungen. Nach Fritz sind in den Alpen die Jahre 1811—1822 und 1840—1850 Zeiten des allgemeinen Vorrückens, die Jahre 1800—1812, 1822—1844 und 1855—1880 solche des Schwindens. Diese Perioden fallen annähernd mit den von Brückner nachgewiesenen säkularen Klimaschwankungen zusammen, nach denen um 1815 und 1850 feuchte, um 1795, 1830 und 1860 trockene Zeiten bestanden. In neuerer Zeit ist das Vorhandensein der Schwankungen für alle Gletscher der Erde festgestellt, die Untersuchungen darüber sind aber noch nicht zum Abschlusse gebracht. Ende des vorigen Jahrhunderts herrschte in den kontinentalen Gebieten Rückgang, in den maritimen mehr ein stationärer Zustand der Gletscher. In den Küstenländern kommen demnach die klimatischen Schwankungen weniger zur Geltung.

Eine theoretische Erklärung der Gletscherschwankungen versucht Richter zu geben. Nach seiner Ansicht wird der Vorstoß durch Ansammlung mächtigerer Eismassen am Ausgange des Firnfeldes bewirkt. Dieses Eis beschleunigt durch seinen Druck die Bewegung des vorlagernden Gletschers, der nun schneller talabwärts fließt und dabei weniger durch Schmelzung an Masse verliert. Das Eis kommt somit in größerer Mächtigkeit an dem bisherigen Ende an und fließt infolgedessen darüber hinaus.

Inlandeis.

In den polaren Regionen der Erde ist das Land zum größten Teil völlig von Eis überdeckt. Infolge der niedrigen Lage der Schneegrenze sammelt sich nicht nur in den Mulden und Kesseln der Gebirge, sondern auch auf allen ebeneren Flächen Schnee in gewaltigen Massen an, aus dem sich dann Eis bildet. Dieses Inlandeis ist von den alpinen Gletschern wesentlich verschieden. Nach Nansen, dem wir die erste Erforschung des grönländischen Binneneises verdanken, ist das Eis im Innern von einem sehr trockenen, staubartigen Schnee bedeckt, der sich vollständig eben ausbreitet und nur bei Tage etwas oberflächlich schmilzt. Dieser Schnee gleicht ganz dem alpinen Hochschnee. Erst nach dem Rande hin geht er allmählich in den grobkörnigen Firnschnee über. Es zeigen sich hier auch bereits Spalten, die ersten Anzeichen einer Bewegung. Während das Innere ganz frei von Staub und Schutt ist, ragen nahe dem Rande einzelne Felsen, Nunatakker genannt, hervor und treten Spuren einer Oberflächenmoräne auf, die sonst dem Inlandeise fehlen.

Das Inlandeis stellt eigentlich nur ein riesiges Hochschneefeld dar. Der Hochschnee verwandelt sich vermutlich erst in großer Tiefe zu festem Eis. Von dieser Hochschnee- und Firnregion fließen mächtige Gletscher nach dem umgebenden Meere hin ab, die, wie wir gesehen haben, mit großer Geschwindigkeit sich bewegen. An ihrem Grunde führen sie gleich den alpinen Gletschern Schuttmassen mit sich, bilden also eine Grundmoräne. Auch im Innern des Eises befinden sich Gesteinsmassen, die mit den Eisbergen dann über das Wasser weit nach Süden verfrachtet werden und dort zur Verflachung der Meeresbecken erheblich beitragen. Dieser Schutt entstammt den Gehängen der Täler, die das Inlandeis verhüllt.

Am gewaltigsten ist die Vereisung im Südpolargebiet. Dort bedeckt das Inlandeis zusammenhängend das gesamte innere Hochland und schiebt sich auch noch an vielen Stellen als eine mauerartig aufsteigende Eisbarriere oder Eisterrasse in das Meer vor. Nordenskjöld hat diese für die Antarktis eigentümliche Eisform als Schelfeis bezeichnet und nimmt an, daß es sich auf dem Meere selbst durch langjährige, regelmäßig wiederkehrende Schneefälle gebildet hat.

Das Meer.

Die physikalischen Erscheinungen des Meeres zu erforschen, ist die Aufgabe der Ozeanographie oder Hydrographie im weiteren Sinne. Diese ist noch eine sehr junge Wissenschaft. Wohl sind bereits in den ältesten Zeiten die äußerlichen Meeresbewegungen Gegenstand der Beobachtung gewesen, allein eine wissenschafltiche Betrachtung des gesamten Meeres hat uns erst die jüngste Zeit gebracht. Von großem Einflusse auf die Vermehrung unserer maritimen Kenntnisse waren die Weltumsegelungen des 16. Jahrhunderts. Aber wenn auch der Blick im allgemeinen dadurch erheblich erweitert wurde, so traten zunächst doch die Handelsinteressen zu sehr in den Vordergrund. Eine wirklich wissenschaftliche Vertiefung in den Gegenstand begann erst, als in den letzten Dezennien des vorigen Jahrhunderts auch für die Meeresforschung die geeigneten Instrumente ersonnen und konstruiert waren. Als Begründer der wissenschaftlichen Meereskunde ist der amerikanische Seeoffizier Maury anzusehen, der ums Jahr 1850 die ersten nautischen Beobachtungen durchführte. Einen weiteren Anstoß erhielt die Ozeanographie durch die ersten Kabellegungen, durch die die Tiefseeforschung angeregt wurde. Die großen Expeditionen der Challenger 1872/76, der Tuscarora 1874/76 und der Gazelle 1874/76, die zur Erforschung des Meeres ausgesandt worden waren, haben dann das Grundmaterial herbeigeschafft, aus dem sich die heutige Ozeanographie entwickelte. Seitdem sind zahlreiche weitere Meeresexpeditionen unternommen worden, an denen sich fast alle seefahrenden Staaten beteiligt haben. Von deutscher Seite war vor allem die Valdivia-Expedition 1898/99 erfolgreich.

Literatur:

O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. 2 Bde. — Stuttgart, 2. Aufl., 1907 u. 1911.

Julius Hann, Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre. (Hann-Hochstetter-Pokorny, Allgemeine Erdkunde. 5. Aufl., I. Abt.) — Wien-Leipzig, 1897.

G. Schott, Physische Meereskunde. (Sämml. Göschen, 112) — Leipzig, 2. Aufl. 1910.

— Geographie des Atlantischen Ozeans. — Hamburg, 1912.

Atlas des Atlantischen und des Indischen und Stillen Ozeans. Herausgeg. v. d. deutschen Seewarte.

Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. Herausgeg. v. d. deutschen Seewarte. — Berlin.

Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde in Berlin.

Morphologie der Meere.

Gliederung und Größe der Meeresräume.

Auf Grund eines Kommissionsbeschlusses der geographischen Gesellschaft in London im Jahre 1845 werden auf der Erde 5 selbständige Ozeane gezählt:

1. Atlantischer Ozean, begrenzt durch die Polarkreise, von den Küsten der Kontinente und von den Meridianen des Kap Horn und des Kap Agulhas.

2. Stiller oder Pazifischer Ozean, begrenzt von der Beringsstraße, den Küsten der Kontinente, dem Meridiane des Kap Horn, dem südlichen Polarkreise und dem Meridiane von Tasmanien.

3. Indischer Ozean, begrenzt durch die Meridiane von Tasmanien und Kap Agulhas und dem südlichen Polarkreise.

4. Arktischer und

5. Antarktischer Ozean.

Diese Gliederung kann durch die morphologischen Tatsachen wohl begründet werden. Der Vorschlag Krümmels, nur 3 Ozeane anzunehmen, wofür die physikalischen Verhältnisse sprechen, hat darum auch nicht die Zustimmung gefunden. Auch die Aufstellung eines großen Südozeans, der die ganze Antarktis bis zu den Südkontinenten hin umschließen sollte, mußte im Hinblick auf die morphologischen Verhältnisse fallen gelassen werden.

Neben diesen großen selbständigen Weltmeeren betrachtet man die vielen kleineren Meeresräume als unselbständige oder Nebenmeere. Mit ihrer Einteilung haben sich Krümmel, Supan, Wisotzki, Precht und Hettner beschäftigt. Wir unterscheiden jetzt Mittelmeere, die namentlich in den großen Bruchzonen der Kontinente liegen, und ferner Nebenmeere, von Supan als Randmeere bezeichnet, zu denen wir die eigentlichen Binnenmeere, die Randmeere mit Inselabschluß und die offenen Randmeere oder Meerbusen zu zählen haben. Als besondere Meeresräume sind noch die Durchgangs- und die Zwischenmeere oder Meeresstraßen zu nennen.

Eine rein morphogenetische Einteilung der Nebenmeere hat Eduard Suess gegeben. Er unterscheidet Pfannenmeere, d. s. Meere des Festlandsockels, oder Überspülungsmeere, Rückmeere oder Meere in Senkungsfeldern der Erde, Vormeere, die auf der Vorderseite von Faltungsgebirgen liegen, weiter Grabenmeere und endlich Meeresstraßen oder Meerengen.

Die Größe der Meeresräume veranschaulichen folgende Zahlen:

Stiller Ozean	161,1	qkm
Atlant. Ozean	79,7	„
Indischer Ozean	73,3	„
Südliches Eismeer	20,5	„
Nördliches Eismeer	15,3	„

Von den Mittelmeeren ist das größte das austral-asiatische, das eine Fläche von 8,1 Mill. qkm einnimmt; ihm steht das amerikanische mit 4,6 Mill., das europäische mit 2,96 Mill. und Nord- und Ostsee mit kaum 1 Mill. qkm erheblich nach.

Die großen Weltmeere sind ihrer äußeren Gestalt nach sehr verschieden. Der Atlantische Ozean stellt eine langgestreckte Fläche dar, die sich deutlich in einen nördlichen reichgegliederten und einen südlichen einförmigen Teil scheidet. Die schmalste Stelle zwischen Monrovia und Kap Roque mißt nur 3000 km, während die breiteste 8400 km beträgt. Nach dem südlichen Polarmeere ist er mit einer Breite von 4050 km geöffnet. Die Meeresfläche ist sehr inselarm. Kennzeichnend für den Atlantischen Ozean ist endlich noch die ungeheure Ausdehnung des Zuflußgebietes auf den Kontinenten.

Der Große oder Stille Ozean ist im allgemeinen einförmig gestaltet, nur auf der Westseite zeigt er reichere Gliederung. Seine Breite erreicht zwischen Colombia und den Philippinen 17600 km, seine Zugangsbreite zum Südpolarmeere beträgt 6280 km. Ihm gleicht in einzelnen Punkten der Indische Ozean; dieser ist ebenfalls auf der Westseite stärker gegliedert und reicher an Inseln. Nach dem südlichen Eismeere hin ist er sehr offen, seine Zugangsbreite steigt auf 11 250 km an.

Von den beiden Polarmeeren ist uns das südliche noch weniger bekannt. In seiner Mitte erhebt sich die gewaltige Hochlandsmasse der Antarktis mit vielen tiefeinschneidenden Meeresbuchten und von Inseln umgeben. Das nördliche erscheint als ein sehr inselreiches und vielgegliedertes Meer.

Niveau der Meere.

Die Oberfläche der Ozeane bildet eine Niveaufläche, d. h. eine Fläche von der Eigenschaft, daß die Richtung der auf sie wirkenden Kraft — für die Meere also die Schwerkraft — auf jedem Punkte derselben senkrecht steht.

Die Niveaufläche der Meere kann keine einfach definierbare

Fläche sein, weil die verschiedene Dichte der Landmassen auf sie umgestaltend einwirkt. Durch die Anziehung der Landmassen muß das Meer Aufbiegungen erfahren, die bei der Höhe des Landes ziemlich beträchtlich sein können. Eine Bestätigung für solche Deformationen des Meeres liefern scheinbar die Messungen der Schwerkraft durch Pendelbeobachtungen. Auf den Inseln mitten im Ozeane ist die Schwere weit größer gefunden worden als auf den Kontinenten. Man hat daraus z. B. für die Bonin-Inseln eine Senkung von 1400 m unter das Niveau des Rotationsellipsoides berechnet. Nach neueren Untersuchungen über die Verteilung der Massen im Festlande ist die geringere Schwere auf dem Lande z. T. durch Massendefekte innerhalb der tieferen Erdschichten verursacht. Unter dem Meere lagern dagegen dichtere Massen. Bei Berücksichtigung dieser Tatsache ergibt sich für die Senkung der Meeresspiegel höchstens ein Betrag von 150 m.

Nach früheren Messungen sollten auch zwischen den einzelnen Meeren unmittelbar Höhenunterschiede bestehen. Alexander von Humboldt gab noch an, daß das Niveau des Golfes von Mexiko sogar 3 m höher liege als das des Pazifischen Ozeans. Nach genaueren Messungen sind die Spiegel beider Meere jedoch vollkommen gleich hoch. Ähnliche Unterschiede wurden für das Mittelmeer und den Atlantischen Ozean angenommen, die sich aber nach späteren Aufnahmen ebenfalls als irrig erwiesen.

Lokale und vorübergehende Verschiebungen des Niveaus treten gleichwohl auf; sie werden einmal schon durch die Gezeiten, dann durch den Windstau und endlich, in geringerem Maße freilich, auch durch die Zuführung großer Wassermassen an der Mündung der Ströme verursacht. Auch die ungleiche Erwärmung des Wassers sowie die Verschiedenheit des Luftdrucks beeinflußt das Niveau der Meere. Darum zeigen keineswegs alle Punkte an der Küste die gleiche Höhe des Mittelwassers.

Tiefe der Meere und der Meeresboden.

Die Tiefe der Meere wird durch das Herablassen eines Gewichtes, eines Lotes, bestimmt. Für geringere Tiefen genügt ein einfaches Bleilot, für größere Tiefen verwendet man kompliziertere Apparate. Die üblichsten Lotapparate beruhen auf dem Prinzipe der Auslösung eines Gewichtes am Meeresgrunde, wodurch die Geschwindigkeit des Fallens eine sprungweise Änderung erfährt. Andere Verfahren beruhen auf

der Anwendung physikalisch-chemischer Gesetze, so das Patentlot von William Thomson, bei dem die Tiefe aus dem Druck des Wassers hergeleitet wird, der wieder durch den Grad der Zusammenpressung einer in einer Glasröhre eingeschlossenen Luftsäule ermittelt wird. Die Glasröhre ist mit einem Belag von rotem chromsauren Silber versehen, das bei der Berührung mit Salzwasser in weißes Silberchlorid übergeht.

Die größte bisher gemessene Tiefe der Ozeane beträgt 9780 m, sie liegt im Stillen Ozeane östlich der Philippinen. In demselben Weltmeere sind im Bereich der Südseeinseln noch an mehreren Stellen über 9000 m (bei den Marianen 9635 m), im nördlichen Teil östlich der japanischen Inseln in der Tuscarora-Tiefe noch 8510 m gelotet worden. Der Atlantische Ozean hat seine größte Tiefe nördlich von Puerto Rico im Jungferntief mit 8525 m. Alle diese großen Tiefen liegen nahe der Festlandsküste in grabenartigen Senken.

Das Relief des Meeresgrundes ist, so weit wir aus den vielfach recht vereinzelten Lotungen zu schließen vermögen, im allgemeinen weit einförmiger als das des Landes; es fehlt die Erosion, und es waltet eine ausgleichende Kraft, die Ablagerung, durch die alle vorhandenen Unebenheiten allmählich ausgefüllt werden. Steile Böschungen sind nur in der Nähe der Küsten beobachtet worden. Die Kontinente selbst sind aber meist noch von einer Flachsee umgeben, die bis zur Tiefenlinie von 200 m reicht. Von dort an fällt der Grund steil zu größeren Tiefen ab. Man betrachtet die Landmasse bis zum Rande der Flachsee als den Festlandsockel und bezeichnet den unterseeischen Abfall der Kontinente als Schelf. Dieses bildet noch einen wirklichen Bestandteil des Festlandes und wird auch häufig noch von Talfurchen in Fortsetzung der kontinentalen Flüsse (Kongo) durchzogen sowie von festländischen Ablagerungen bedeckt.

Die Tiefsee ist überwiegend Flachboden. Doch treten auch auf diesem mächtigere Erhebungen auf. Eine Reihe von flachen Schwellen, steiler aufragenden Rücken und breiteren Plateaus, von Untiefen und ausgedehnten Bänken ist uns bekannt. Außerdem wissen wir, daß die vulkanischen Inseln inmitten der Ozeane oft als steile Berge sich vom Grunde erheben. Andererseits sind auch im Flachboden der Meeresbecken zahlreiche Einsenkungen gefunden, kleinere, mehr abgerundete Kessel und langgestreckte schmale Gräben.

Von den einzelnen Ozeanen ist der Atlantische am besten vermessen. Sein Becken wird von einem großen S-förmigen Rücken durchzogen, der etwa auf 2000—3000 m aufsteigt und der Träger zahlreicher

Inseln ist. Bei der Insel Tristan d'Acunha zweigt ein anderer Rücken zum afrikanischen Festlande ab und schließt dadurch das Kapbecken von dem übrigen Ozeane ab. Der südatlantische Teil hat nur eine Höchsttiefe von 7400 m östlich von St. Paul, der nordatlantische ist im Jungferntief um rund 1000 m tiefer und auch weit mannigfaltiger gestaltet. Von dem nördlichen Eismeere wird er durch das isländische Plateau abgeschlossen, das mit den beiden Festländern durch Bodenschwellen verbunden ist.

Das nördliche Eismeer selbst zeigt zwischen Grönland und Spitzbergen eine 4800 m tiefe Rinne und besitzt nach den Lotungen von Nansen auch nördlich von den neusibirischen Inseln noch Tiefen von über 4000 m.

Mit dem südlichen Eismeere steht der Atlandische Ozean durch eine breite Senke in unmittelbarer Verbindung. Dieses Polarmeer ist nur nach den anderen Ozeanen durch Bodenschwellen abgeschlossen. Es ist nach den Messungen der „Valdivia" tiefer als man bisher angenommen hatte; man hat Tiefen bis zu 5055 m gelotet.

Der Pazifische Ozean wird durch ein westöstlich gerichtetes Plateau, das zahlreiche Inseln trägt, in ein südliches und ein nördliches Becken geschieden. Der größere und tiefere nördliche Teil ist durch Inseln vielfach gegliedert und weist einen häufigeren Wechsel von großen Tiefen und mit Inseln gekrönten Erhebungen auf. Auf der Westseite durchziehen ihn mehrere tiefe Gräben, unter denen der ausgedehnteste der japanische Graben ist. Auch im südlichen Teil zieht sich im Westen am Rand des unterseeischen Plateaus, das die Südseeinseln trägt, ein langgestreckter tiefer Graben hin.

Der Indische Ozean ist ein einheitlicheres Becken mit allgemein steiler Böschung nach den Kontinenten hin. Seine größte Tiefe von 7000 m erreicht er in einer grabenartigen Einsenkung südlich von Java.

Von den Nebenmeeren haben einige noch recht bedeutende Tiefen. Es gilt das namentlich von den Mittelmeeren. Das europäische hat noch 4400 m, das amerikanische, das in mehrere Becken zerfällt, sogar 6289 m, und das austral-asiatische, das ebenfalls aus mehreren Becken sich zusammensetzt, in der Bandasee 6504 m. Nur die Ostsee und Nordsee sind flache Becken.

Der Meeresboden ist in allen Tiefen von Sedimenten bedeckt. In der Nähe der Küste haben wir die Ablagerungen der Flüsse; es sind vorwiegend blaue und grüne Schwemmassen, besonders an Küsten aus älteren kristallinischen Gesteinen. Vor vulkanischen Küsten finden

wir graue Schlemm- und Sandmassen. Diese Küstenablagerungen gehen bis zu 5000 m hinunter.

Entfernt vom Strande besteht der Grund in der Tiefe von 450 bis 5300 m zum größten Teil aus Globigerinenschlamm, der von den Resten kalkschaliger Wurzelfüßler, Rhizopoden, aus der Gruppe der Foraminiferen gebildet wird. Dieser Schlamm findet sich in allen Meeren mit Ausnahme des südlichen Indischen Ozeans und der unterseeisch abgeschlossenen Meeresteile.

In größeren Tiefen, von 4100 m an, lagert vielfach der Radiolarienschlamm, entstanden aus den Resten der Radiolarien, die einer anderen Ordnung der Rhizopoden angehören.

Dort, wo der Globigerinenschlamm fehlt, zeigt sich der Diatomeenschlamm, meist in Tiefen von 2300—3600 m, der sich aus den Kieselpanzern dieser Algen entwickelt.

In Tiefen von mehr als 3600 m wird der Meeresboden auch von dem roten oder grauen Tiefseetone bedeckt. Dieser entsteht vorwiegend aus den ins Meer geworfenen vulkanischen Aschen und aus den unlöslichen Resten der in dem hohen Kohlensäuregehalte zum Teil aufgelösten Globigerinenschalen.

Aus solchen Ablagerungen am Grunde der Meere sind viele der die Erdrinde zusammensetzenden Gesteinsschichten entstanden. Wir treffen unter diesen fast für alle heutigen Ablagerungen Vertreter. Nur der rote Tiefseeton findet sich ganz vereinzelt in Formationen des Festlandes wieder. Es scheint danach, als ob die Teile unserer ozeanischen Becken, deren Grund von diesem Tone bedeckt ist, niemals als Land aufgetaucht sind, daß sie während der Erdgeschichte ununterbrochen bestanden haben. Diese Permanenz der Meeresräume wird allerdings von vielen Geologen bestritten. Sie hat nachweisbar nur bis zum mesozoischen Zeitalter bestanden.

Literatur:

M. Groll, Tiefenkarten der Ozeane. (Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde. N. F. A, Heft 2.) — Berlin, 1912.

Das Meerwasser.

Chemische Beschaffenheit, Dichte und Farbe.

Das Meerwasser hat einen salzigbitteren Geschmack und einen eigentümlichen Geruch. An seiner chemischen Zusammensetzung sind etwa 32 Elemente beteiligt, von denen die meisten jedoch nur in

Spuren auftreten. In größerem Prozentsatz sind darin enthalten: Sauerstoff, Wasserstoff, Stickstoff, Kohle, Chlor, Natrium, Magnesium, Schwefel und Phosphor. Der Gesamtgehalt an Salzen beläuft sich in den offenen Meeren auf 3,5 Proz.

Nach Dittmar sind enthalten in 1000 g Wasser:

Chlornatrium ($NaCl$)	27,213 g	d. s.	77,76	Proz.	des	Gesamtsalzgehaltes
Chlormagnesium ($MgCl_2$)	3,807 „	„	10,88	„	„	„
Magnesiumsulfat ($MgSO_4$)	1,658 „	„	4,74	„	„	„
Calciumsulfat ($CaSO_4$)	1,260 „	„	3,60	„	„	„
Kaliumsulfat (K_2SO_4)	0,863 „	„	2,47	„	„	„
Calciumkarbonat ($CaCO_3$)	0,123 „	„	0,35	„	„	„
Verschiedenes	0,076 „	„	0,22	„	„	„
	35,000 g					

Zwischen dem Chlorgehalte und der Gesamtmenge des Salzes besteht eine feste Beziehung, die es ermöglicht, aus diesem die letztere rechnerisch zu ermitteln. Man bezeichnet das Verhältnis als den Chlorkoeffizient, er ist = 1,811.

Als Ursprung des Meersalzes galt früher allgemein die Zuführung von Salz durch die Flüsse. Diese enthalten freilich nur etwa 0,02 Proz. Salze, aber durch die Länge der Zeit sollten sich auch die kleinen Mengen summieren. Auffallend ist aber, daß der Salzgehalt der Flüsse sich zu 60 Proz. aus Karbonaten, 10 Proz. aus Sulfaten und zu 5 Proz. aus Chloriden zusammensetzt, während das Salz des Meeres rund 89 Proz. Chloride, 11 Proz. Sulfate und nur 0,3 Proz. an Karbonaten aufweist. Das Verschwinden des kohlensauren Kalkes, das die Flüsse in großer Menge herbeiführen, erklärte man durch den Einfluß des organischen Lebens in den Meeren; der kohlensaure Kalk sollte von den Tieren verbraucht werden. Allein die Zusammensetzung der Salze bleibt doch völlig verschieden. Das Produkt der Salzansammlung der Flüsse haben wir in den abflußlosen Binnenseen, deren Wasser einen ganz anders gearteten und häufig wechselnden Salzgehalt besitzt. Wir müssen deshalb annehmen, daß der Salzgehalt eine ursprüngliche Eigenschaft des Meeres ist.

Die geographische Verbreitung des Salzgehaltes zeigt nur geringe Schwankungen. In den offenen Meeren ist der Gehalt nahezu konstant, er schwankt zwischen 3,2 und 3,8 Proz. Nach den Küsten zu nimmt er meist etwas ab. Am größten zeigt er sich in abgeschlossenen Mittelmeeren, die einer starken Verdunstung ausgesetzt sind, z. B. im Roten Meere, wo er 4 Proz. erreicht. Nebenmeere mit reichlicher Süß-

wasserspeisung haben dagegen nur geringen Salzgehalt, das Schwarze Meer 1,5—1,8, die Ostsee im Westen 1 Proz., bei Rügen 0,7—0,8 Proz.

Auf den offenen Meeren hat die Größe der Verdunstung und die Menge des Niederschlages einen wesentlichen Einfluß auf die chemische Beschaffenheit des Wassers an der Oberfläche. Die äquatoriale Kalmenzone hat daher einen etwas geringeren, die regenarme Passatzone einen etwas größeren Salzgehalt. In den tieferen Regionen herrscht dagegen überall eine große Einförmigkeit des Salzgehaltes von rund 3,5 Proz.

Das Meerwasser enthält als Beimengung immer etwas Luft, die es aus der Atmosphäre absorbiert, diese aber in einem anderen Gemenge von Sauerstoff und Stickstoff, nämlich in dem Verhältnisse 30:70 bis 35:65. Die Absorptionsfähigkeit des Meerwassers ist also für Sauerstoff größer als für Stickstoff. Das Verhältnis ist jedoch veränderlich, in kälteren Gegenden ist der Sauerstoffgehalt größer als in wärmeren. Auch nimmt er nach der Tiefe zunächst ab, besonders zwischen 400—800 m, in größerer Tiefe findet wieder eine Zunahme statt.

Die Gesamtmenge der beigemischten Luft ist in der Tiefe so groß, wie sie es unter der gleichen Temperatur an der Oberfläche sein würde; die Luft wird also offenbar durch vertikale Bewegungen in die Tiefe mit fortgerissen.

Endlich ist dem Meereswasser auch Kohlensäure beigemengt; jedoch niemals als freies Gas.

Von der Höhe des Salzgehaltes hängt das spezifische Gewicht des Wassers ab. Man bestimmt es mit dem Aräometer. Da aber das spezifische Gewicht zugleich auch von der Temperatur beeinflußt wird, so muß es, um diesen Einfluß auszuscheiden, auf eine Normaltemperatur reduziert werden, als solche gilt 17,5° C, oder für die englischen Untersuchungen 15,6° C = 60° F. Man drückt das aus durch $s\left(\frac{t^0}{17{,}5^0}\right)$. Dieses reduzierte spezifische Gewicht entspricht unmittelbar dem Salzgehalt. Das absolute spezifische Gewicht wird durch $s\left(\frac{t^0}{4^0}\right)$ wiedergegeben, was bedeutet, daß das Gewicht von 1 ccm Seewasser bei t^0 Temperatur mit der Gewichtseinheit von 1 ccm destilliertem Wasser bei 4° verglichen ist.

Die Beziehungen des spezifischen Gewichtes zu dem Salzgehalte sind so fest, daß man das eine nach dem anderen berechnen kann. In den offenen Meeren zeigt daher auch das spezifische Gewicht nur geringe Schwankungen, von 1,0230—1,0275. Am schwersten ist das Wasser im allgemeinen in den Polarmeeren infolge der niedrigen Temperaturen, am leichtesten unter den Tropen, weil dort hohe Wärme und geringer

Salzgehalt zugleich das Gewicht herabsetzen. Verändert wird es durch Verdunstung, durch Gefrieren des Wassers, wobei Salz ausgeschieden wird, und durch reichlichen Niederschlag. Salzreiche Nebenmeere wie das Rote Meer haben ein hohes, salzarme ein geringes spezifisches Gewicht.

Mit der Tiefe ändert sich das spezifische Gewicht oder die Dichte ein wenig; bei oberflächlicher Konzentration nimmt sie zunächst ab, bei Verdünnung dagegen zu. In der Tiefe der Ozeane, wo überall fast gleiche Wärme herrscht, hat das Wasser vermutlich auf der ganzen Erde das gleiche spezifische Gewicht.

Die Größe des Salzgehaltes in Verbindung mit der Temperatur sollte früher auch für die Farbe des Meerwassers entscheidend sein, und zwar glaubte man beobachtet zu haben, daß in warmem, salzreicherem Wasser, z. B. in warmen Meeresströmungen das Wasser am intensivsten blau erscheine. Neuere Untersuchungen haben aber gezeigt, daß die Meerwasserfarbe allein von der Trübung abhängt. Je reiner das Wasser, um so tiefer blau ist es. Durch Beimengung organischer Substanzen geht dann das Blau in Grün über. Namentlich ist es das Plankton, das solche Farbenänderungen hervorruft. Eine grüne Färbung zeigen daher meist die Polarströme, die reich an Plankton, besonders an Diatomeen sind. Je spärlicher das organische Leben, um so tiefer blau das Wasser! Nach Schütt ist blau die Wüstenfarbe des Meeres.

Das tiefblaue Meerwasser zeichnet sich auch durch große Klarheit aus. Versenkte weiße Scheiben werden im tropischen Ozean erst in Tiefen von 50—60 m unsichtbar.

Temperatur des Meerwassers.

Oberflächentemperatur.

Die Temperaturbeobachtungen erstreckten sich zunächst auf das Wasser an der Oberfläche des Meeres. Dieses hat nicht ganz die Wärme der darüber lagernden Luft. Der Unterschied zwischen beiden ist in einzelnen Fällen ziemlich bedeutend, vor allem sind die täglichen und jährlichen Schwankungen der Wassertemperatur weit geringer als die in der Luft. Die tägliche Änderung ist so gering, daß sie ganz vernachlässigt werden kann. Die jährliche Schwankung erreicht selten 10°. Auch der Eintritt der Wendepunkte ist erheblich verschoben; das Minimum fällt auf Februar oder März, das Maximum auf Aug. oder Sept.

Alle diese Erscheinungen erklären sich hauptsächlich aus der großen spezifischen Wärme oder Wärmekapazität des Wassers, die es bewirkt,

daß unter der Insolation am Tage das Meerwasser sich nur wenig erwärmt, unter der Ausstrahlung während der Nacht dagegen sich ebenso nur in geringem Grade abkühlt und daß es in seinen jährlichen Wärmeänderungen nur träge den Einflüssen der Sonne folgt.

Im Jahresmittel ist die Wassertemperatur meist höher als die der Luft darüber. Nach Köppen ist der Wärmeüberschuß jedoch vielfach sehr gering, im äquatorialen Atlantischen Ozeane beträgt er nur 1° C, unter den höheren Breiten nimmt er etwas zu.

Die mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche der Meere beläuft sich in den Tropen auf etwa 27°, im Indischen Ozeane und im australasiatischen Mittelmeere erreicht sie 28°. Die höchste Wasserwärme von 34,4° beobachten wir im Roten Meere. In den Polarmeeren schwankt die Temperatur zwischen 0° und —2°.

Die Ursache der Oberflächentemperatur ist in erster Linie die Besonnung; sodann haben aber auch Bewegungen des Wassers, horizontale und vertikale Strömungen, darauf einen wesentlichen Einfluß. Die vertikalen Strömungen erniedrigen die Temperatur, wenn sie von unten nach oben gerichtet sind, also kaltes Wasser aus der Tiefe aufsteigt. Ein solcher Auftrieb entsteht in allen Meeresbecken wie auch Binnenseen durch den Wind, der von der Leeseite das Wasser forttreibt, das dann aus der Tiefe ersetzt werden muß.

Verbinden wir die Punkte gleicher Wasserwärme, so erhalten wir durch diese Meeresisothermen ein Bild von der geographischen Verteilung der Wärme in den Ozeanen. Die Jahresisothermen verlaufen auf der Südhemisphäre ziemlich gleichmäßig in der Richtung der Parallelkreise, sie steigen nur an der Westküste der Kontinente infolge kalter Meeresströmungen äquatorwärts an. Auf der Nordhemisphäre ist der Verlauf über dem Atlantischen Ozeane sehr unregelmäßig, über dem Stillen etwas regelmäßiger, auf beiden biegen die Isothermen nahe der Westküste der Kontinente polwärts um, was auf das Vorhandensein warmer Strömungen deutet.

Im allgemeinen ist das Meerwasser nördlich vom Äquator wärmer als in entsprechender Breite südlich davon. Man sieht darin eine Wirkung des kräftiger entwickelten Südostpassates, der eine starke südliche Äquatorialströmung erzeugt, die vielfach den Äquator überschreitet und der Nordhemisphäre große Mengen warmen Wassers zuführt.

Während des Februar und August zeigen die Isothermen auf beiden Erdhälften annähernd das gleiche Bild wie im Jahre, die Linien sind nur ein wenig nach dem Stande der Sonne verschoben, und es sind bei den

jedesmaligen Winterisothermen die Umbiegungen vor den Westküsten schärfer ausgesprochen.

In den polaren Regionen sinkt die Temperatur auch im Jahresmittel unter 0°. Zum Gefrieren kommt aber das Wasser infolge seines Salzgehaltes erst bei einer erheblich geringeren Temperatur. Der Salzgehalt drückt den Gefrierpunkt auf — 2,0 bis — 2,2° herab.

Von dem im Meere treibenden Eise ist jedoch nur ein Teil wirkliches Meereis, d. h. gefrorenes Meerwasser. Dieses gefriert fast nur in der Nähe der Küsten. Es erreicht hier im Laufe eines Winters selten mehr als 2 m Dicke; in mehreren Wintern nacheinander kann die Stärke wohl auf 6—7 m ansteigen, aber Eis von größerer Dicke kann nur durch Pressungen und durch Überschiebungen entstanden sein. Solches altes, mehrere Winter überdauerndes Eis bezeichnet man als paläokrystisches.

Das Meereis bildet große Eisfelder oder dichtes Packeis oder schwimmt auch als lockeres, durch Wacken getrenntes Treibeis auf dem Wasser. Neben diesem treiben auch noch mächtige Eisberge, die den polaren Gletschern entstammen, auf den Meeren umher.

Die Eisberge haben als abgebrochene Teile von Gletschern Süsswassereis, während das eigentliche Meereis ein Gemisch von Salz und Eis darstellt. Das spezifische Gewicht des Meereises ist des darin eingeschlossenen Salzes wegen größer als das des Süsswassereises, das =0,917 ist. Die Eisberge erheben sich infolgedessen nur mit einem geringen Teile ihrer Höhe aus dem Wasser, rein theoretisch nur mit $^1/_{16}$. Da aber stets der schwerere Teil unten liegt, so ragt in Wirklichkeit weit weniger hervor, nach den bisherigen Beobachtungen etwa ein Siebentel.

Die Verbreitung des Eises auf den polaren Gewässern ist großen Schwankungen unterworfen. Die äquatoriale Treibeisgrenze liegt auf der südlichen Halbkugel zwischen 35° und 50°, auf der nördlichen reicht sie im Atlantischen Ozeane bis 36°. Die südlichen Meere sind aber meist reicher an treibenden Eisbergen wie die nördlichen, denen nur die grönländischen Gletscher größere Eisberge zusenden, während sich auf der südlichen Halbkugel von der ausgedehnten antarktischen Eismasse ununterbrochen auf allen Seiten gewaltige Stücke in großen Mengen ablösen.

Tiefentemperatur.

Die Erforschung der Tiefentemperaturen fällt erst in die neuere Zeit. Früher galt auf Grund der Beobachtungen von Dumont d'Urville, Wilkes und James Ross allgemein die Ansicht, daß in den Meeren

überall in einiger Tiefe 4° zu finden seien. Durch die Untersuchungen von Marcet wurde aber experimentell nachgewiesen, daß das Dichtemaximum des Seewassers nicht bei +4°, sondern erst bei —4° bis —5° liegt. Daraus folgte theoretisch, daß in der Tiefe des Meeres doch niedrigere Temperaturen als +4° herrschen können. Daß bisher solche durch die Beobachtung noch nicht allgemein gefunden waren, lag an der Mangelhaftigkeit der Instrumente. Die unter dem zunehmenden Drucke steigende Kompression der Thermometer in der Tiefe kompensierte die natürliche Wärmeabnahme.

Gegenwärtig sind zur Bestimmung der Tiefentemperaturen vorwiegend zwei Instrumente im Gebrauche, die beide so konstruiert sind, daß der Druck des Wassers nicht auf das Thermometer direkt einwirkt. Verwendet werden namentlich das Extremthermometer von Miller-Casella und das Umkehrthermometer von Negretti-Zambra. Bei dem letzteren wird die Temperatur an der Meßstelle dadurch ermittelt, daß durch eine Umkehr des Instrumentes ein der betreffenden Wärme entsprechender Quecksilberfaden abreißt, der unverändert bis zur Oberfläche gebracht wird. Nach seiner Länge bestimmt man die Temperatur in der Tiefe der Meßstelle.

Die vertikale Verteilung der Temperatur in den Meeren zeigt in allen Zonen außer der Polarzone überall eine Abnahme mit der Tiefe. Diese erfolgt in den Tropen und meist auch in der gemäßigten Zone nahe der Oberfläche sehr rasch, in einzelnen Meeren auch mit einem plötzlichen Sprunge. In den größeren Tiefen herrscht also in sämtlichen Meeren überall eine gleichmäßige niedrige Temperatur.

Die oberen Schichten des Wassers erhalten ihre Wärme durch die Besonnung, die aber nicht tief eindringt. Durch vertikale Strömungen wird jedoch diese Wirkung der Sonnenstrahlung noch in tiefere Schichten verpflanzt. Solche Konvektionsströme entstehen im Salzwasser leicht durch den Wechsel der Dichte infolge oberflächlicher Verdunstung oder Wärmeänderung. Nach unten werden sie ihr Ende erreichen an einer durch ein bestimmtes spezifisches Gewicht gegebenen Grenze, die oft wie in den Binnenseen scharf hervortritt. Unterhalb derselben lagert das kalte Tiefenwasser. Diese ozeanische Sprungschicht ist unter den Tropen zwischen 50 und 150 m mehrfach beobachtet.

In den Tropen nimmt die Wärme im allgemeinen mit der Tiefe rascher ab als in den gemäßigten Breiten, daher müssen die Isothermobathen in den oberen Schichten zum Äquator hin ansteigen. Im Atlantischen Ozeane befindet sich die Isothermobathe

von 5⁰ unter der Breite von 33⁰N 21⁰ 9⁰ 1⁰ 9⁰ 21⁰ 36⁰ S
in einer Tiefe von 1150 1300 880 660 770 620 620 m.

Das Wasser der gemäßigten Zone ist also in den oberen Schichten — etwa zwischen 200—800 m — erheblich wärmer als das Wasser unter dem Äquator in gleicher Tiefe. Diese merkwürdige Erscheinung kann nur durch horizontale und vertikale Wasserversetzungen erklärt werden. In den äquatorialen Gebieten führen nach Schott die durch den Passat erregten Strömungen viel Wasser fort, das nur durch Aufsteigen kalten Tiefenwassers ersetzt werden kann. Die aus der äquatorialen Zone weggeführten warmen Wassermassen müssen aber in den mittleren und höheren Breiten eine Anhäufung von Wasser, einen Anstau bewirken, durch den auch Wärme in die Tiefe dringt, zumal das zugeführte Wasser unter den sogenannten Roßbreiten salzreicher und darum schwerer wird (Fig. 94).

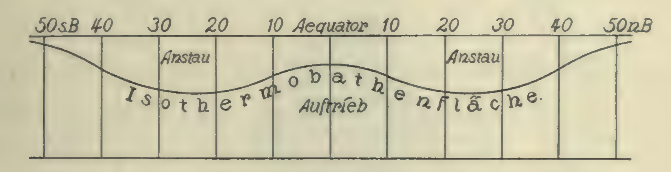


Fig. 94.

Auch in den einzelnen Meeren erfolgt die Temperaturabnahme sehr verschieden. Als Beispiel der vertikalen Temperaturänderung in den Meeren diene folgende Tabelle (nach Schott):

Atlantischer Ozean.

Tiefe m	Äquator °C.	30⁰ n. Br. °C.	30⁰ s. Br. °C.
0	26,1	24,4	23,9
50	21,9	22,9	22,9
100	15,9	21,6	21,9
150	13,8	20,6	18,5
200	12,5	19,9	16,7
400	7,9	16,2	12,0
600	5,3	13,6	7,9
1000	4,4	8,0	4,0
2000	3,3	3,9	2,8
4000	2,2	2,5	1,5
Grund	2,1	2,3	1,2

Die Temperatur am Grunde ist überall nahezu gleich und sehr niedrig. Im nordatlantischen Ozeane haben wir 1,7 bis 2°, im südatlantischen —0,6° bis +0,7° selbst unter dem Äquator, im europäischen Eismeere —1° bis —2,2°, im Indischen Ozeane 1,8 bis 0,7° und im Stillen Ozeane —0,4 bis 1°.

Das kalte Wasser in der Tiefe der tropischen Meere entstammt den Polarmeeren. Die Erklärung für den polaren Ursprung des kalten Tiefenwassers in allen Ozeanen finden wir in der eigenartigen vertikalen Temperaturverteilung der abgeschlossenen Nebenmeere. Diese haben sämtlich eine relativ hohe Bodentemperatur. Im europäischen Mittelmeere herrschen von etwa 400 m an beständig 12,5° bis 13°, was der mittleren Wintertemperatur dieser Gegend entspricht. Zu-



Fig. 95.

gleich aber ist es, wie unsere Figur (95) zeigt, auch jene Temperatur, welche wir im offenen Ozeane in der Tiefe finden, die der Höhe der das Mittelmeer abschließenden Barre entspricht. Die gleiche Erscheinung können wir in den übrigen Nebenmeeren beobachten. Im Roten Meere haben wir von 750 m an eine nahezu beständige Temperatur von 21,5°, und in der Sulu-See des austral-asiatischen Mittelmeeres finden wir in tieferen Regionen 10,2°. Die Höhe der konstanten Temperatur in der Tiefe hängt von der Höhe der abschließenden Barre ab. Da die Ozeane nach den kalten Polarmeeren nur wenig abgeschlossen sind, so können die kalten Wassermassen dieser ziemlich unbehindert nach den äquatorialen Gebieten abfließen. Die Tiefentemperatur ist im allgemeinen um so niedriger, je offener die ozeanischen Becken nach den polaren Meeren sind. Es ist ein langsames, aber stetiges Vordringen der polaren Wasser zum Äquator hin. Über Untiefen und an den Küsten

steigen diese kalten Wassermassen zuweilen empor, oft bis zur Oberfläche, wo sie dann jene abkühlende Wirkung hervorrufen, die wir oben kennen gelernt haben und die sich auch auf die darüber lagernde Luft erstreckt. Das Hauptursprungsgebiet für das kalte Tiefenwasser ist aber das antarktische Meer, zu dem alle ozeanischen Becken weit mehr geöffnet sind als gegen das nördliche Eismeer.

Die gleichmäßige Verteilung niedriger Temperatur am Grunde der Meeresbecken erfährt eine merkwürdige Unterbrechung in den tiefen ozeanischen Gräben, in denen die Temperatur wieder zunimmt. Die Erklärung ist wohl in einem Abfließen schweren warmen Wassers in diese Senken zu suchen.

Bewegungen des Meerwassers.

Wellen.

Durch die Bewegung der Luft über dem Wasser entstehen Wellen, sogenannte Windwellen. Nach der Theorie von Helmholtz ist die Ursache dieser Wellen eine Gleichgewichtsstörung. An der Grenzfläche zweier Flüssigkeiten oder Gase von verschiedener Geschwindigkeit und verschiedenem spezifischen Gewichte bilden sich nach Helmholtz stets Wogen oder Wellen, weil zwischen den beiden Massen infolge der Reibung Druckunterschiede entstehen, die eine vertikale Bewegung der Massen an ihrer Grenzfläche einleiten.

Die Welle ist eine schwingende oder oszillierende Bewegung, d. h. die Wasserteilchen verändern nur ihre Lage, bleiben aber im wesentlichen an derselben Stelle. Man nennt diese Bewegung in einer kreisförmigen Bahn eine Orbitalbewegung. Dagegen schreitet die Wellenform, d. h. der Wechsel von Berg und Tal, fort. Es läßt sich der Vorgang durch die beigefügte Figur (96) veranschaulichen. Stellen die Kreise die Orbitalbewegung dar, so mögen die Wasserteilchen (W) um den Mittelpunkt O schwingen und zwar so, daß in der Richtung der Fortpflanzung die Schwingung noch um einen bestimmten Teil zurück ist. Die Linie W, W_1, W_2 usw. ist dann das Wellenprofil. Sie wird in der Geometrie als Trochoide bezeichnet. Tatsächlich erhält man auch bei der Anwendung der Trochoidenformel auf die Wellenbewegung Ergebnisse, die mit der Beobachtung gut übereinstimmen. Man berechnet die Wellenlänge (L), d. i. der Abstand von einem Wellenkamm bis zum anderen, die Wellenperiode (T) oder die Zeit in Sekunden zwischen zwei

aufeinander folgenden Wellenbergen und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit (C), die gleich dem Quotienten aus Weg und Zeit, also gleich $\frac{L}{T}$ ist. Aus der Trochoidenformel ergibt sich dann für die Geschwindigkeit $C = \frac{g}{2\pi} T$ und für die Länge $L = \frac{g}{2\pi} T^2$.

Die Höhe der Wellen, also der vertikale Unterschied zwischen dem Wellenberge und dem Wellentale, ist in dieser Formel nicht enthalten und muß durch Beobachtung bestimmt werden. Praktisch stößt das auf große Schwierigkeiten, woraus sich die starken Abweichungen in den Angaben erklären. Sie ist offenbar abhängig von der Windstärke, der

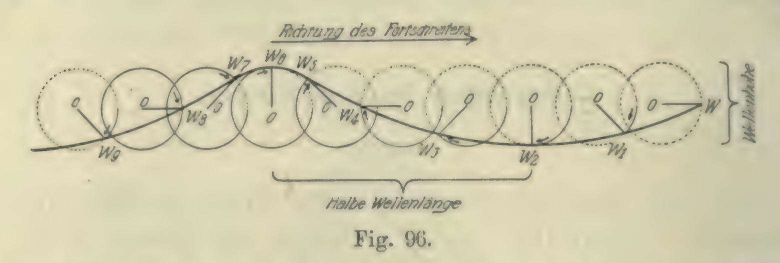


Fig. 96.

Dauer des Windes und der Größe des Wasserbeckens. Die höchsten Wellen sind am Kap der guten Hoffnung, im Biscayischen Golf und am Kap Horn beobachtet. Dort erreichen sie angeblich bis 15 m Höhe, in der Nordsee dagegen nur etwa 4, im Atlantischen Ozean 8, im Pazifischen Ozean 10, im europäischen Mittelmeere 4,3 m. Schott hat auf einer Segelschiffreise 1891/92 innerhalb der Passatregion durch Messung folgende Maße für die Wellen erhalten:

Geographische Breite	Länge	Windstärke 0—12	Länge m	Periode in Sek.	Geschwindigkeit m pro Sek.	Höhe m
Atlant. Ozean						
11° S	10° W	4—5	37,5	5,0	7,8	1,8—2,0
29° S	9° O	5	61,6	6,0	10,2	4,5
Ind. Ozean						
26° S	48° O	5	32,8	4,6	7,2	0,8
26° S	48° O	5	44,2	5,4	8,2	2,5
17° S	72° O	8—9	130,4	8,8	14,7	7—8

Nach demselben Autor haben die größten Sturmwellen eine Länge von höchstens 350 m, eine Periode von 15 Sekunden und eine Geschwindigkeit von 24 m pro Sekunde (schnellste Eisenbahnzüge).

Die schwingende Bewegung des Wassers setzt sich auch nach der Tiefe hin fort. Die Grenze liegt nach theoretischen Berechnungen 350 mal tiefer als die Wellenhöhe, also reicht sie bei den größten Wellen noch bis 5000 m. Allein schon bei einer Tiefe etwa gleich der Wellenlänge hat die Bewegung nur noch $^1/_{500}$ der ursprünglichen Höhe, mithin im Maximum bei vielleicht 300 m Tiefe noch 3 cm. Immerhin dürfte die Bewegung in nicht zu tiefem Wasser etwa bis 200 m stark genug sein, um den Sand fortzutragen.

Die Meereswellen steigen in der Nähe der Küsten, wo ihre freie Bewegung behindert wird, in der Brandung, zu erheblich größeren Höhen auf. Diese tritt je nach der Gestalt der Küsten verschieden auf. An Steilküsten prallt die Welle plötzlich zurück, die horizontale Bewegung geht dabei in eine vertikale über, durch die das Wasser oft bis zu 30, 40 und 50 m emporgeschleudert wird. An flachen Küsten verteilt sich die Brechung der Welle auf der geneigten Fläche, ihre Kraft wird durch die Reibung dabei zum Teil aufgebraucht, und infolge der gleichzeitig größeren Bewegung in den oberen Teilen der Welle überstürzt sich diese nach vorn. Die Reibung ist um so größer, je flacher die Küste geneigt ist. Wir haben daher auch an allen Flachküsten überstürzende Wellen, die infolge der starken Reibung sich in vertikaler Richtung nur wenig erheben.

Die Brandung der Wellen ist ferner abhängig von dem Winkel, unter welchem sie das Ufer treffen. Bei Steilküsten ist die Brandung am stärksten, wenn die Wellen senkrecht auf sie stoßen. Bei geneigten Küsten werden die Wellen mehr in senkrechter Richtung das Land treffen, weil durch die Reibung am Grunde eine Ablenkung von der ursprünglichen Richtung in diesem Sinne bewirkt wird. Wo auf der freien Wasserfläche solche Umsetzungen der Bewegungen auftreten, sind sie auf das Vorhandensein von Untiefen oder Klippen zurückzuführen.

Die Windwellen, vom Seemann auch Windseen genannt, sind gezwungene Wellen und stehen als solche unter dem Einfluß des herrschenden Windes. Die einmal erregte Bewegung des Meeres erlischt aber nicht immer gleichzeitig mit dem Abflauen des Windes, sondern dauert wegen der geringen Reibung noch weiter an, nun aber als freie Wellen oder Dünung. Infolge der großen Fortpflanzungsgeschwindigkeit, die zuweilen die des Windes übertrifft, gelangt die Wellenbewegung auch in Regionen außerhalb des Windfeldes, und erzeugt dort ebenfalls eine Dünung. Diese ist in ihrer Form wesentlich verschieden von der Windsee, sie ist abgeflacht und hat eine geringere Höhe. An den Küsten rufen die

Dünungen oft schwere Brandungen hervor, so bei Madras in Vorderindien und an der westafrikanischen Küste, als Kalema bekannt und gefürchtet.

Große Wellen, die sich über die weiten Ozeane fortsetzen, werden auch durch Erdbeben und vulkanische Explosionen erzeugt. Diese Seebebenwellen, von Krümmel benthonische Wellen genannt, zeichnen sich durch große Geschwindigkeit — bis 185 m in der Sekunde — und durch eine außerordentliche Länge — bis 640 km (Stoßwelle bei dem Einsturz des Krakatau 1883) — aus. Das Fortschreiten erfolgt nach einer gewissen Gesetzmäßigkeit; nach Airy ist die Geschwindigkeit der Quadratwurzel der mittleren Tiefe proportional, so daß man umgekehrt aus ihr die mittlere Tiefe berechnen kann nach der Formel: $h = \frac{v^2}{g}$, wo v die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle, g die Beschleunigung der Schwere und h die gesuchte Wassertiefe ist.

In einzelnen abgeschlossenen Meeren treten das ganz Becken durchziehende Wellen auf, die man als stationäre Wellen bezeichnet. Sie sind zuerst in den Binnenseen beobachtet worden und dort als Seiches genauer untersucht (S. 139).

Gezeiten.

An allen Küsten steigt der Meeresspiegel ununterbrochen auf und ab, von dem höchsten bis zum niedrigsten Stande vergehen etwa 12 Stunden. Diese Bewegungen heißen Gezeiten oder Tiden, die aufsteigende Bewegung Flut, die absteigende Ebbe.

Das Steigen des Spiegels erfolgt zunächst langsam, dann schneller, nach der 3. Stunde am raschesten, in der 5. und 6. wieder langsamer. Nach der 6. Stunde beginnt ein allmähliches Zurückgehen, das um die 9. Stunde etwas beschleunigt wird und um die 12. Stunde sein Ende erreicht.

Diese Schwankungen vollziehen sich im allgemeinen sehr regelmäßig, nur die Höhe der Flut verändert sich, es zeigt sich alle 14 Tage ein Maximum, getrennt durch ein Minimum nach 8 Tagen. Die Dauer der Bewegung ist nicht genau 12 Stunden, sondern verschiebt sich täglich um etwa 40 Min., so daß sie ungefähr die Länge eines halben Mondtages erreicht. Da nun die höchsten Wasserstände außerdem mit gewissen Mondphasen zusammenfallen, so kam man schon frühzeitig zu der Erkenntnis, daß die Erscheinung in enger Beziehung zu den Bewegungen des Mondes stehen müsse.

Die höchsten Wasserstände fallen aber nicht genau auf die Kulmination des Mondes. Es besteht ein zeitlicher Unterschied. Die Zeit, um welche bei Vollmond oder Neumond das Hochwasser dem Meridiandurchgange des Mondes folgt, nennt man die Hafenzeit. Diese ist nicht für alle Tage die gleiche, sondern ändert sich im Laufe eines Mondumlaufes, sowie auch während eines Tages und Jahres. Die halbmonatlichen, täglichen und jährlichen Ungleichheiten deuten auf ein Einwirken noch eines zweiten Faktors, als den man die Sonne erkannte.

Die Form der Gezeiten ist weiter abhängig von der Gestalt der Meeresteile. Am regelmäßigsten treten sie auf an den Küsten der offenen Meere, am ungleichmäßigsten in Buchten und Flußmündungen.

Inmitten der Ozeane beträgt die Fluthöhe oder der Hub nur etwa 1 m, am Strande erhebt sich die Flut dagegen zuweilen zu bedeutenden Höhen, namentlich in spitz auslaufenden Buchten, so im Bristolkanal auf 12 m, in der Fundybai sogar auf 15,4 m.

Sehr klein fällt die Bewegung aus in abgeschlossenen Becken. Im europäischen Mittelmeere bleibt sie im Mittel meist unter 1 m, in der Ostsee unter 10 cm. Sie ist aber gleichwohl überall beobachtet worden, selbst noch auf den großen Binnenseen, so auf dem Michigansee in einer Höhe von 7 cm.

Die Theorie der Gezeiten war bis ins Altertum ein wissenschaftliches Problem, mit dem sich die hervorragendsten Forscher beschäftigt haben. Strabo sprach bereits von dem Zusammenhange mit dem Monde, und Plinius kannte schon die Beziehungen zu Sonne und Mond. Eine mathematisch begründete Theorie lieferte aber erst Newton, der die Tiden als eine Folge der Gravitation ansah.

Newtons statische oder Gleichgewichtstheorie betrachtet die Erde als eine von Wasser umhüllte Kugel. Auf diese wirkt die Anziehung des Mondes, die auf der dem Monde zugekehrten Seite die Teilchen von der Erde loszureißen sucht, also die durch die Rotation erzeugte Fliehkraft vermehrt, auf der abgewandten Seite dagegen die Teilchen in der Richtung der Schwerkraft weniger anzieht, wodurch ebenfalls die Fliehkraft erhöht wird. Das Ergebnis dieser Wirkung ist eine Gleichgewichtsfigur, welche die Form eines Ellipsoides hat. Steht in unserer Figur (97) der Mond in der Richtung M, so haben wir in A und B die Anschwellungen infolge der Vermehrung der Fliehkraft, wodurch zugleich die Verflachungen in

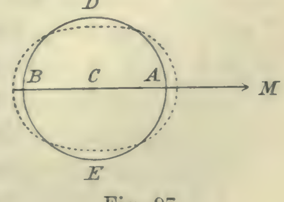


Fig. 97.

D und E bewirkt werden. Die Figur stellt einen Äquatordurchschnitt der Erde dar.

Neben dem Monde übt auch die Sonne eine solche Anziehung aus. Diese hat eine erheblich größere Masse als der Mond, ist aber auch bedeutend weiter von der Erde entfernt. Die fluterzeugende Kraft der Anziehung nimmt jedoch mit der dritten Potenz der Entfernung ab; infolgedessen ist die Wirkung der Sonne trotz ihrer großen Masse wesentlich geringer als die des Mondes, der der Erde viel näher ist. Das Verhältnis der Sonnenflut zur Mondflut ist theoretisch gleich 1:2,2 oder abgerundet 4:9.

Unter der fluterzeugenden Kraft verstehen wir die Differenz der Anziehung von Sonne und Mond auf den nächsten oder fernsten Punkt und dem Mittelpunkt der Erde. Nach dem Gravitationsgesetz ist zunächst $a = k\frac{Mm}{d^2}$, wo k eine Konstante, M die Masse des anziehenden Körpers, m die der Erdteilchen und d der Abstand ist. Bezeichnen wir mit a_1 und a die Anziehuugen auf A und C, mit d den Abstand des Mondes oder der Sonne von C, so ist die fluterzeugende Kraft (F)

$$F = a_1 - a = k\frac{Mm}{(d-r)^2} - k\frac{Mm}{d^2} = kMm\left(\frac{1}{(d-r)^2} - \frac{1}{d^2}\right).$$

Führen wir diese Division aus, so ergibt sich

$$F = kMm\left(\frac{2r}{d^3} + \frac{3r^2}{d^4} + \frac{4r^3}{d^5} + \cdots\right).$$

Hier können wir alle Glieder vom zweiten an vernachlässigen und erhalten

$$F = kMm\,\frac{2r}{d^3}.$$

Die fluterzeugende Kraft ist also direkt der Masse des Gestirns und umgekehrt der dritten Potenz der Entfernung proportional.

Das Nebeneinandergehen zweier Fluten erklärt die verschiedene Höhe dieser, also auch die halbmonatliche Ungleichheit. Bei Vollmond und Neumond, d. i. zur Zeit der Syzygien, summieren sich die beiden Fluten zur Springflut, bei den Quadraturen heben sie sich gegenseitig auf zur Nippflut. Auch die zeitliche Verschiebung des Eintrittes des Hochwassers ist eine Folge des Vorhandenseins zweier Flutbewegungen. Nach der Springflut verspätet, vor der Springflut verfrüht sich das Hochwasser.

Da Sonne und Mond nicht immer im Äquator stehen, so müßen sich die Fluten auf einem Meridiane mit der Deklination beider Himmelskörper ändern. Es entsteht die tägliche Ungleichheit. Ihre Bildung veranschaulicht die beigefügte Figur (98), die einen Meridiandurchschnitt der Erde darstellt. Unter dem Einflusse des Mondes M, der in der Deklination φ sich befindet, kommt der Ort A bei der

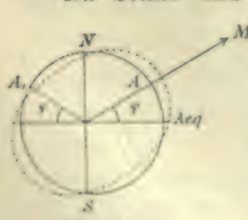


Fig. 98.

oberen Kulmination in die Mitte des Flutberges, A_1 bei der unteren Kulmination an den Rand dieses. Auf unserer Hemisphäre fällt bei nördlicher Deklination also die höhere Flut mit der oberen Kulmination des Mondes, bei südlicher Deklination mit der unteren zusammen. Das Maßgebende dabei ist die Deklination des Mondes, die Stellung der Sonne ist von geringerem Einflusse. Durch die Deklinationen des Mondes wird eine halbmonatliche, durch die der Sonne eine halbjährliche Periode der täglichen Ungleichheit der Tiden hervorgerufen.

Eine andere Ungleichheit der Flutbewegung wird durch die wechselnde Entfernung von Sonne und Mond erzeugt, sie heißt die parallaktische Ungleichheit. Da die Anziehung mit der dritten Potenz abnimmt, so schwankt die flutbringende Kraft der Sonne zwischen 0,259 und 0,234 m, während die entsprechenden Schwankungen des Mondes zwischen 0,647 und 0,465 m liegen. Es verhält sich danach die größte Springflut zur kleinsten Nippflut wie (0,647 + 0,259) :(0,465 — 0,234), also annähernd wie 10:2,5.

Diese Ableitungen stellen aber nur die theoretischen Verhältnisse dar. In Wirklichkeit sind die Erscheinungen weit verwickelter. Vor allem bestehen die Voraussetzungen, von denen Newton ausgeht, nicht tatsächlich. Die Erde ist weder rings von Wasser umgeben, noch befindet sich die Wassermasse immer im Zustande des Gleichgewichtes. Diesen Tatsachen suchte Laplace gerecht zu werden, indem er das Problem der Tiden als ein hydrodynamisches auffaßte. Er betrachtete die Flutbewegung als eine Wellenbewegung, vernachlässigte aber bei der Entwicklung seiner Theorie die Reibung der fortschreitenden Welle, so daß auch seine Ausführungen nicht völlig befriedigend die Erscheinung erklären konnten. Auch Whewell betrachtete die Gezeitenbewegung als eine fortschreitende Welle und suchte das Fortschreiten durch Linien gleicher Hafenzeit (Cotidal lines oder Flutlinien) darzustellen, deren Verlauf im offenem Ozean aber völlig unbekannt ist. Außerdem war er der irrigen Ansicht, daß die Südsee der Ausgangspunkt aller Gezeitenbewegungen sei.

Von der gleichen Auffassung, daß in den Gezeiten eine Wellenbewegung vorliege, ging auch Airy aus, dessen Theorie am besten die Erscheinungen zu erklären vermag. Er stellte fest, daß in einem gleichmäßig tiefen Wasserkanale um die Erde die anziehende Kraft des Mondes eine Flutwelle hervorruft von der Länge des halben Erdumfanges und der Periode eines halben Mondtages. Längs des Äquators hat die Flutwelle überall die gleiche Höhe, längs eines Meridians erscheint sie als

eine stationäre Welle mit gleichzeitigem Hochwasser am Äquator und Niedrigwasser am Pol. Bei geneigter Lage des Kanals entsteht eine progressive Welle, ebenso auch in der Richtung eines Breitenkreises. Diese durch die unmittelbare Anziehung des Mondes erzeugten Wellen sind gezwungene Wellen, die in den Ozeanen aber in freie übergehen von verschiedener Periode (T) und von einer Länge (L) und Geschwindigkeit (C) proportional der Quadratwurzel der Tiefe (H). Es gelten für sie die Formeln $T = \frac{L}{\sqrt{gH}}$, $L = T\sqrt{gH}$ und $C = \sqrt{gH}$, wo g die Schwerekonstante ist. Ihre Anwendung führt zu Ergebnissen, die den tatsächlichen Verhältnissen annähernd entsprechen.

Auf diese Kanaltheorie Airys stützen sich mehr oder weniger zahlreiche weitere Untersuchungen über das Flutphänomen. Unter anderem wies Börgen nach, daß die Gezeitenbewegung im Atlantischen Ozeane eine von S nach N fortschreitende Welle darstelle.

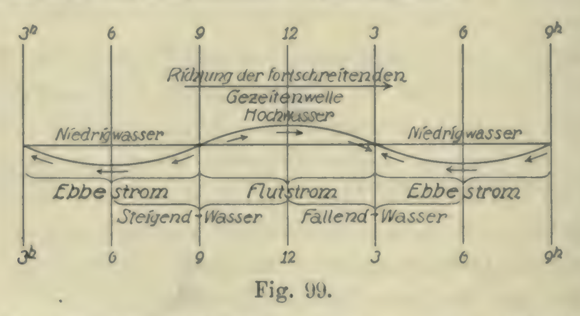


Fig. 99.

Auch als stehende Welle hat man in neuerer Zeit die Gezeitenbewegung aufgefaßt und besonders die Fluterscheinungen im Atlantischen Ozean auf eine solche zurückzuführen versucht. Doch hat man auch damit noch keine befriedigenden Resultate erzielt. Es ist bisher überhaupt nicht gelungen, die Konstanten der Gezeiten, Hafenzeit und Höhe der Flut, für irgendeinen Küstenpunkt theoretisch zu berechnen. Man ist deshalb gezwungen, diese aus den tatsächlichen Fluterscheinungen abzuleiten, und benutzt hierzu die harmonische Analyse. Man denkt sich dabei die Flutkurve einer Station aus vielen Einzelwellen zusammengesetzt und berechnet die Elemente dieser. Mit Hilfe eines solchen Verfahrens werden die sogenannten Gezeitentafeln hergestellt.

Die Wellentheorie der Fluterscheinung findet eine besondere Stütze in dem Vorhandensein sogenannter Gezeitenströme. Die oszillierende Bewegung der Wasserteilchen in der Flutwelle muß wegen der außerordentlichen Länge dieser sich als Strömung bemerkbar machen. Bei

einer Dauer der Welle von 12 Stunden 24 Min. haben wir von 0 bis 6 Uhr 12 Min. Fallendwasser, von 6 Uhr 12 Min. bis 12 Uhr 24 Min. Steigendwasser. Als Strom macht sich diese Bewegung aber nur von den Endpunkten der horizontalen Achse der Orbitalbahn der Wasserteilchen geltend. Infolgedessen beobachten wir von 9 Uhr 18 Min. bis 3 Uhr 6 Min. Flutstrom und von da an bis 9 Uhr 18 Min. wieder Ebbestrom. Bei Mittelwasser tritt also Stromwechsel ein, der Strom setzt um oder kentert (Fig. 99).

Diese theoretisch abgeleitete Bewegung erfährt durch die örtlichen Verhältnisse vielfach eine Änderung. Namentlich hat flaches Wasser einen großen Einfluß auf die Bewegung der Wasserteilchen. Wenn die Tiefe des Wassers und die Fluthöhe gegeben ist, kann man die Geschwindigkeit des Gezeitenstromes unmittelbar berechnen. Auf dem offenen Meere beträgt sie nach Börgen bei einer Wassertiefe von 5000 m und einer Fluthöhe von 1,3 m nur 65 cm in der Stunde, ist also eine sehr geringe, nicht sichtbare Bewegung. In engen Kanälen erreicht sie aber 8,4 Knoten in der Stunde oder 1,7 m in der Sekunde, in den Flußmündungen sogar über 10 Knoten*).

Durch die Gezeitenströme wird das Flutphänomen oft zu einem außerordentlich verwickelten Vorgange, wie z. B. im britischen Kanale, in dem sich zwei von Süden und Norden kommende Ströme begegnen. Zu diesen Erscheinungen gehört auch der Maelstrom an den Lofotinseln, die Scylla und Charybdis in der Meerenge von Messina und vielleicht auch die Bewegungen im Euripus.

In den Flußmündungen treten die Gezeitenströme als mächtige Wasserwoge, als Flutbrandung, auf, so als Bore im Hugli, als Pororoca im Amazonas, als Barre in der Seine und als Mascaret in der Gironde. Die Wogen steigen bis auf mehrere Meter Höhe an. Sie sind von der eigentlichen Flut zu unterscheiden, die im allgemeinen viel weiter stromaufwärts dringt.

Literatur:

G. K. Darwin, Ebbe und Flut. (Deutsch von A. Pockels.) — Leipzig, 1902.

*) Das Längenmaß „Knoten“ ist der Bestimmung der Fahrgeschwindigkeit eines Schiffes mit Hilfe des Logs entnommen. Die Logleine ist in Entfernungen von 7,7 m mit Knoten versehen. Diese Entfernung steht in einem bestimmten Verhältnisse zur Fahrgeschwindigkeit. Legt das Schiff in einer Stunde eine Seemeile (1852 m) zurück, so läuft in $^1/_4$ Min., d. i. die Zeit der Sanduhr oder des Logglases, das man bei der Bestimmung benutzt, ein Knoten der Logleine ab. Es ergibt sich daraus für die Fahrgeschwindigkeit der Satz: Soviel Knoten in der Viertelminute, soviel Seemeilen in der Stunde.

Meeresströmungen.

Treibprodukte, die an den Küsten oft aus weiter Ferne angeschwemmt werden, deuten auf große Strömungen in den Meeren hin. Diese sind durch das Auswerfen von Flaschenposten dann sicher nachgewiesen. Ihr Vorhandensein hat man aber vor allem aus der sogenannten Schiffsversetzung erkannt. Die Schiffe zeigen im Bereiche von Strömungen nach Zurücklegung einer Wegstrecke in ihrer mit Kompaß und Log ermittelten Position gegenüber dem aus astronomischen Beobachtungen festgestellten Ort eine Abweichung, eine Versetzung. Tatsächlich beruht unsere Kenntnis von den horizontalen Wasserbewegungen auf den offenen Ozeanen vorwiegend auf solchen Bestimmungen der Schiffsversetzung, auf sogenannten Besteckdifferenzen.

Die auf Grund der Beobachtungen festgelegten Meeresströmungen hat man in die Karten eingetragen. Wir finden auf diesen ein ganzes System von Strömen. Im Atlantischen und Pazifischen Ozeane bewegt sich zwischen 20° N. und S. ein breiter Äquatorialstrom von Ost nach West. Im Indischen Ozeane ist die Strömung nur südlich des Gleichers vorhanden, nördlich davon besteht sie nur im Winter, im Sommer tritt an ihre Stelle eine Westostströmung. Unter dem Äquator selbst bewegt sich das Wasser rückläufig von West nach Ost, im Atlantischen Ozeane als Guineastrom bezeichnet.

An den Ostküsten der Kontinente werden die äquatorialen Strömungen nach Norden und Süden umgebogen; die polwärts gerichtete Abzweigung entwickelt sich zu einem mächtigen Warmwasserstrome, den wir in allen Meeren vorfinden. Er bewegt sich quer durch die Wasserfläche von Westen nach Osten.

Im südatlantischen Ozeane erscheint er als Brasilstrom, der etwa unter 40° nach Ost umlenkt. Im Gebiete nördlich des Gleichers dringt der Äquatorialstrom zunächst in den Golf von Mexiko ein und entsendet von hier aus durch die Straße von Florida den Golfstrom oder Floridastrom, der durch den Antillenstrom noch verstärkt wird.

Im Pazifischen Ozeane haben wir nördlich vom Äquator den Kuroshio, der an Formosa und an der Küste von Japan vorüberfließt, sich dann nach Osten wendet und längs der amerikanischen Küste wieder zum Äquator zurückkehrt. Auch südlich des Gleichers zeigt sich an den Ostküsten von Australien und Neuseeland eine warme Strömung, die zum Südpolarmeere führt.

Der südliche Äquatorialstrom des Indischen Ozeans setzt sich an der Ostküste Afrikas als Mozambiquestrom nach Süden bis zum Kap

Agulhas fort, kehrt dann zum Teil als Agulhasstrom nach Osten um, fließt zum Teil aber auch unterseeisch dem Südpolarmeere zu.

Von diesen Strömungen eingeschlossen liegen inmitten der Meere auf beiden Seiten des Äquators große Flächen ruhigen Wassers, das oft dicht angefüllt ist mit Tangen (Sargassumarten) und dann als Sargassomeer bezeichnet wird.

Die geschilderte Zirkulation des Wassers an der Oberfläche der Meere führt an den Ostküsten der Festländer warmes Wasser polwärts, an den Westküsten kaltes äquatorwärts. Daher ist die californische und die nordafrikanische oder Canarien-Strömung, ferner der Perustrom, die Benguela- und die Westaustral-Strömung kalt, während die oben genannten Strömungen warm sind.

Diese Strömungen reichen ungefähr bis 40^0 und 45^0. Von dort zweigt sich auf der Ostseite der Ozeane eine Strömung nach Norden ab, so im nordatlantischen und im nordpazifischen. Auf der Südhemisphäre ist diese Strömung nicht ausgebildet, dort besteht südlich der Kontinente eine mächtige von West nach Ost gerichtete Strömung.

Auf den Westseiten der Ozeane finden wir polwärts von 45^0 eine zum Äquator führende Strömung, die kaltes Wasser in wärmere Gegenden bringt. Im nordatlantischen Ozeane gehört dazu die Ostgrönland- und die Davisströmung, die sich beide zur Labradorströmung vereinen. Im nordpazifischen Meere fehlt diese Strömung, es entsendet nur das ochotskische Meer kaltes Wasser nach Süden.

Alle diese Meeresströme sind nur in ihren allgemeinen Zügen festgelegt, sie bewegen sich auch nicht in scharf begrenzten Betten wie etwa die Flüssse des Landes. Ihre Geschwindigkeit ist geringer als die unserer Ströme. Der Golfstrom legt zwischen Florida und den Bahama-Inseln am Tage 72 Seemeilen, also in der Sekunde 1,55 m zurück. Der pazifische Äquatorialstrom hat eine Geschwindigkeit von 40 bis 70 Seemeilen pro Tag, der atlantische von 15—20. Die Polarströme bewegen sich noch langsamer, im Maximum mit einer Geschwindigkeit von 5 Seemeilen pro Tag, also kaum 0,1 m in der Sekunde.

Die Meeresströmungen sind im allgemeinen nur oberflächliche Bewegungen. Nach Thomson hat der pazifische Äquatorialstrom eine Mächtigkeit von etwa 150 m, der Golfstrom bei Florida bis zu den Bahama-Inseln eine solche von 320 m, er verflacht aber dann schnell auf 190 m bei Sandy Hook.

Das Vorhandensein kalter und warmer Meeresströme ist auch an der Farbe des Wassers erkennbar; die ersteren zeigen eine tiefblaue,

die letzteren häufig eine grüne Färbung. Da die warmen Strömungen salzhaltiger sind als die kalten, so kann man sie auch durch die Bestimmung des spezifischen Gewichtes mit Hilfe des Aräometers ermitteln.

Neben den großen horizontalen Bewegungen des Wassers in den Ozeanen besteht auch noch eine vertikale Zirkulation. Wir müssen auf das Vorhandensein dieser schließen aus dem Umstande, daß alle Meeresbecken, wie wir gesehen haben, von mehr als 2000 m Tiefe mit Wasser von gleicher maximaler Dichte und niederer Temperatur erfüllt sind. Auch die Tatsache, daß die tiefsten Bodentemperaturen dort gefunden werden, wo die ozeanischen Becken zu den Polarmeeren am weitesten geöffnet sind und ferner das Vorhandensein kalten Auftriebwassers aus der Tiefe an vielen tropischen Küsten deuten auf eine senkrechte Bewegung der Massen in den Ozeanen hin.

Die vertikalen Strömungen, die sich nur sehr langsam vollziehen, aber in großer Mächtigkeit auftreten, sind durch die verschiedene Dichte des Meerwassers verursacht. Derselbe Faktor erzeugt vereinzelt auch horizontale Bewegungen. Eine solche Versetzung verschieden salzhaltigen Wassers ist z. B. in der Straße von Gibraltar beobachtet. Dort führt der Gibraltarstrom an der Oberfläche ozeanisches Wasser dem Mittelmeere zu, das durch Verdunstung einen sehr starken Wasserverlust hat. In der Tiefe fließt dagegen das salzhaltige schwere Mittelmeerwasser zum Ozeane ab. In der Straße von Bab-el-Mandeb bewegen sich die beiden Ausgleichsströme nebeneinander; zwischen der afrikanischen Küste und der Insel Perim geht der Strom vom Indischen Ozeane in das Rote Meer, zwischen dieser Insel und der arabischen Küste ein Strom in umgekehrter Richtung. Auch in den Dardanellen und im Bosporus sind solche Ausgleichsströmungen vorhanden.

Man hat auch die großen Meeresströmungen früher und in jüngster Zeit wieder (Nansen) auf derartige Unterschiede der Temperatur und der Dichte zurückführen wollen. Allein die dadurch erzeugten Ströme können nur sehr geringe Geschwindigkeiten haben, weil die durch die verschiedene Dichte hervorgebrachten Niveauunterschiede viel zu gering sind. Auch eine Wirkung der ungleichen Temperaturverteilung ähnlich der im Luftmeere ist hier ausgeschlossen, da die Art der Erwärmung in den Ozeanen eine völlig andere ist. Dagegen können in abgeschlossenen Meeren durch Windstau Störungen des Gleichgewichtes entstehen, die vorübergehend zu Strömungen, sogenannten Windstauströmungen,

führen. Für die Erklärung der großen konstanten Wasserbewegungen in den offenen Ozeanen kommen sie aber nicht in Betracht.

Die Erscheinung der Meeresströme hat man weiter vielfach aus kosmischen Ursachen, namentlich auch aus der Rotation der Erde herleiten wollen. An Stelle dieser später als falsch erkannten Theorien ist in neuerer Zeit die Windtheorie getreten, die den Vorgang durchaus befriedigend erklärt.

Ein Vergleich einer Karte der vorherrschenden Luftströmungen mit einer solchen der Meeresströmungen lehrt deutlich, daß beide in ihren Richtungen nahezu übereinstimmen. Die praktischen Seefahrer haben diese Beziehungen der Meeresströme zu den Winddriften zuerst erkannt. Die theoretische Erklärung hat aber erst Zöppritz unter ausreichender mathematischer Begründung geliefert. Durch die Reibung zwischen der obersten Wasserschicht und der Luft setzt ein konstant wehender Wind schließlich die ganze Wassermasse bis zu einer bestimmten Tiefe in Bewegung, seine eigene Bewegung teilt sich gewissermaßen dem Wasser mit. Diese Theorie hat durch Beobachtungen auf dem deutschen Feuerschiff „Adlergrund" zwischen Rügen und Bornholm volle Bestätigung gefunden.

Da nur die Reibung die Strömung im Wasser erzeugt, so erfolgt diese langsamer als die der Luft und vermindert sich nach der Tiefe. Es entsteht dort ein stationärer Zustand, auf den vorübergehende Änderungen in der Windrichtung keinen Einfluß ausüben, da diese erst nach längerer Zeit bis zu größerer Tiefe eindringen.

Wie auf die Luftströmung wirkt auch auf die Wasserströmung die Erdrotation ablenkend ein und zwar nimmt die Ablenkung mit der Tiefe zu. Bei dem Feuerschiff „Adlergrund" wurde die Ablenkung an der Oberfläche im Durchschnitt zu 28° gefunden, theoretisch soll sie nach Ekmann unter allen Breiten mit Ausnahme des Äquators 45° betragen.

Durch die Einwirkung des Windes entwickeln sich im Bereiche gleichmäßiger Luftströmungen zunächst gezwungene Driftströmungen, die nach ihrem Ausgangspunkte hin dann Ersatz- oder Kompensationsströmungen hervorrufen. In Ausbuchtungen der Meere rufen die Hauptströmungen oft rückläufige Nebenströme hervor, die als Neere oder Neerströme bezeichnet werden. Aus den gezwungenen Driftströmen gehen infolge der Ablenkung an den Kontinenten freie Ströme hervor, die in ihrem Verlaufe noch eine geringe Ablenkung durch die Rotation der Erde erfahren. Durch das oberflächliche Fortführen von Wassermassen werden auch Kompensationsströme aus der Tiefe erzeugt.

Wir finden daher an den Westküsten der Festländer, von denen im Bereiche der Tropen die Passate das Wasser wegtreiben, häufig kaltes Auftriebwasser.

An den Küsten erzeugt nach Ekmann der Wind weiter sogenannte Stauströme. Der Driftstrom staut dann das Wasser an der Küste auf und es entsteht dadurch am Grunde zunächst eine Strömung von der Küste zum Meere. Diese Bewegung teilt sich den oberen Schichten mit, aber unter steter Ablenkung durch die Rotation. An der Oberfläche vereinigt er sich mit der Driftströmung und verstärkt diese

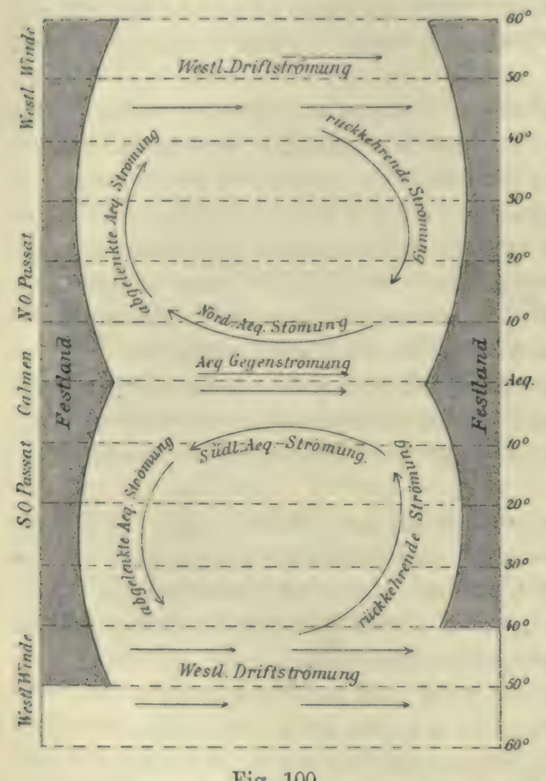


Fig. 100.

Die theoretisch entwickelten Meeresströmungen geben in schematischer Darstellung (Fig. 100) ein Bild der Wasserzirkulation in den Ozeanen, die den tatsächlichen Verhältnissen fast genau entspricht.

Fassen wir unsere Betrachtungen zusammen, so können wir nach Supan folgende Strömungsarten unterscheiden:

I. Gefällsströmungen: 1. Ausgleichsströmungen (in Meeresstraßen); 2. Windstauströmungen (in abgeschlossenen Becken).

II. Windströmungen: 1. primäre oder Driftströmungen: a) gezwungene, b) freie; 2. sekundäre oder Kompensationsströmungen.

Die Atmosphäre.

Die Eigenart der Natur eines Landes wird wesentlich durch den Zustand der Atmosphäre, durch Wetter und Klima bestimmt.

Unter dem Wetter begreift man das augenblickliche Zusammenwirken sämtlicher Vorgänge in der Luft, es stellt den vorübergehenden Zustand in der Folge der atmosphärischen Erscheinungen dar. Das Klima ist dagegen das Beständige, das Dauernde in dem Wandel der Witterungsvorgänge. Wir verstehen nach Hann darunter die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche kennzeichnen. Das Klima ist somit gleichsam das Durchschnittswetter des Landes.

Die Erforschung beider Erscheinungen, des Wetters wie des Klimas, ist Aufgabe der Meteorologie. Man stellt aber dieser Meteorologie im weiteren Sinne die Meteorologie im engeren Sinne entgegen, die sich mit den physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre und den in ihr sich vollziehenden Vorgängen zu beschäftigen hat, also die Lehre vom Wetter enthält. Ihr zur Seite steht die Klimatologie, die Lehre vom Klima.

In der Klimatologie scheidet man eine allgemeine und spezielle, je nachdem man die Untersuchung auf die ganze Erde oder nur auf einzelne Landesteile erstreckt.

Die Begriffe Wetter und Klima hat man nicht immer scharf geschieden. Früher kannte man nur eine Meteorologie. Diese ist eine uralte Wissenschaft, aber wie kaum eine andere reich an Irrtümern. Erst um die Mitte des 18. Jahrhunderts begann eine mehr wissenschaftliche Behandlung des Gegenstandes, nachdem zur Beobachtung der meteorologischen Vorgänge die geeigneten und zuverlässigen Instrumente erfunden waren. Im Anfange des 19. Jahrhunderts haben auf die Entwicklung der Meteorologie nachhaltigst Leopold von Buch und Alexander von Humboldt eingewirkt. Ersterem verdanken wir die Konstruktion der Windrose, letzterem diejenige der Isothermen. Gleichzeitig wurde durch H. W. Dove die statistische Methode in die Meteorologie eingeführt. Auf ihrer Grundlage schuf dieser Altmeister seine bahnbrechenden Arbeiten über die Wärmeverteilung auf der Erde, erkannte er die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und entdeckte das nach ihm benannte Winddrehungsgesetz, nach dem die Winde bei uns der scheinbaren Bewegung der Sonne in ihrem Umlaufe folgen sollten.

Eine neue Epoche in der Entwicklung der Meteorologie beginnt mit

der Einführung der synoptischen Methode um die Mitte des 19. Jahrhunderts durch Loomis und Buys-Ballot; sie setzte an die Stelle der Mittelwertsbestimmung die Erforschung der einzelnen Erscheinung, indem der jeweilige Zustand der Atmosphäre in Karten eingezeichnet wurde und die der Zeit nach aufeinander folgenden kartographischen Darstellungen dann miteinander verglichen wurden. Dieses Verfahren führte uns zur Erkenntnis des barischen oder Buys-Ballot'schen Windgesetzes, das heute das ganze Gebiet der Lehre von den atmosphärischen Erscheinungen beherrscht.

Wetter und Klima entstehen durch das Zusammenwirken der einzelnen Vorgänge in der Luft. Diese Einzelerscheinungen werden auf Grund sorgfältiger Messungen in bestimmten Zahlenwerten zum Ausdruck gebracht, die man als meteorologische oder klimatische Elemente bezeichnet. Sie stellen die Beschaffenheit der Luft, die Temperaturverhältnisse, den Druck und die Bewegung und die Feuchtigkeit der Luft dar. Auf die Größen der klimatischen Elemente üben verschiedene geographische und astronomische Vorgänge einen Einfluß aus; diese bilden somit klimatische Faktoren.

Literatur:

Julius Hann, Handbuch der Klimatologie. — Stuttgart, 3. Aufl. 1908—1911.
— Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre. (Hann-Hochstetter-Pokorny. Allgemeine Erdkunde. 5. Aufl., I. Abt.) — Wien-Leipzig, 1897.
— Lehrbuch der Meteorologie. 3. Aufl. — Leipzig, 1913.
A. Woeikof, Die Klimate der Erde. — Jena, 1887.
H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 5. Aufl. — Berlin, 1898.
W. J. van Bebber, Lehrbuch der Meteorologie. — Stuttgart, 1890.
R. Börnstein, Leitfaden der Wetterkunde. 3. Aufl. — Braunschweig, 1913.
Hugo Meyer, Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie. — Berlin, 1891.
Meteorologische Zeitschrift. Redig. von J. Hann u. R. Süring. — Wien.

Beschaffenheit der Luft.

Die Luft umhüllt die Erde allseitig, sie schmiegt sich ihrer Gestalt vollständig an, die Atmosphäre der Erde hat also ebenfalls eine sphäroidale Form, mit einer wegen der Beweglichkeit der Luftteilchen sehr starken äquatorialen Anschwellung.

Die äußere Grenze der Atmosphäre ist bisher nicht ermittelt, sie liegt theoretisch dort, wo die Anziehungskraft der Erde aufhört. Das ist nach Laplace in einer Entfernung von 5,6 Erdhalbmessern oder von rund 35000 km der Fall.

Nach dem Aufleuchten der Sternschnuppen, das durch die Reibung der

in die Atmosphäre eindringenden Weltkörperchen bewirkt wird, ist für die Lufthülle eine Höhe von etwa 200—300 km berechnet worden. Nordlichterscheinungen treten noch in Höhen von 200 km über der Erdoberfläche auf. Die seit 1885 um Mitternacht am Himmel beobachteten leuchtenden Wolken schweben in einer Entfernung von rund 85 km, während die allabendlichen Dämmerungserscheinungen bis zu 75 km Höhe reichen.

Die das Wetter und Klima beeinflussenden meteorologischen Vorgänge spielen sich vorwiegend nur in den tieferen Schichten der Luft ab. Die höchsten Wolken dringen kaum über 15 km hinaus, und freifliegende Ballons sind bis 30 km aufgestiegen. Das ist die äußerste Grenze tatsächlicher meteorologischer Beobachtungen.

Die Luft ist ein Gasgemenge von 21 Volumteilen Sauerstoff (O) und 79 Volumteilen Stickstoff (N). Sie enthält außerdem eine geringe Menge Kohlensäure, etwa bis zu 0,03 Proz. Weiter ist der Luft überall Wasser in Dampfform beigemischt, in den mittleren Breiten bis über 1 Proz., in den feuchteren Tropen bis 3 Proz.

Das Mischungsverhältnis von Sauerstoff und Stickstoff ist über die ganze Erde hin das gleiche, dagegen ist die Menge der Kohlensäure und des Wasserdampfes von Ort zu Ort wie an ein und demselben Orte sehr veränderlich.

Als Verunreinigungen der Luft haben wir die örtlichen Beimengungen von Staub, Rauch (Höhen- und Moorrauch) und von kleinsten organischen Lebewesen anzusehen. Besonders reich an solchen festen Bestandteilchen ist die Luft über den großen Bevölkerungszentren der Menschen, über den Großstädten, wo infolgedessen oft auch in ihr andere Zustände herrschen als in weiterer Umgebung. Nach den Untersuchungen von Aitken kommt den Staubteilchen in der Luft eine hohe Bedeutung für die Bildung von Wolken und Nebel zu, indem sie die Kondensationszentren des Wasserdampfes darstellen.

Der Sauerstoff in der Luft bedingt das tierische Leben auf der Erde; seine Verminderung um nur 3 Volumteile würde dem Menschen das Leben unmöglich machen. Luft mit stärker oxydierenden Eigenschaften, mit wirksamerem Sauerstoffe, bezeichnen wir als ozonhaltig. Das Wesen des Ozons ist jedoch noch nicht völlig erklärt. Ozonreiche Luft ist im allgemeinen frei von organischen Beimengungen, daher für den Menschen gesund.

In der neueren Zeit sind in der Luft noch weitere Bestandteile (Argon) aufgefunden worden, die aber sämtlich für die meteorologischen Vorgänge bedeutungslos sind.

Endlich ist die Luft auch die Trägerin von Elektrizität. Man weiß jedoch heute noch wenig über den Sitz und den Ursprung dieser. Bei heiterem und bewölktem Himmel, aber trockner Luft ist sie fast stets positiv. Sie hat eine jährliche und tägliche Periode, im Winter tritt sie am stärksten, im Sommer am schwächsten auf. Ihre täglichen Änderungen zeigen Beziehungen zum Luftdrucke. Auch die Größe der Sonnenstrahlung ist von Einfluß auf ihre Stärke.

Nach den neuesten Untersuchungen von Elster und Geitel ist die Luft stets mehr oder weniger mit elektrisch geladenen Teilchen, Ionen, erfüllt, durch die sie auch elektrisch leitend wird. Eine solche elektrische Leitfähigkeit wird nach Lenard namentlich durch die ultraviolette Strahlung erzeugt. Als besonders stark ionisiert erwies sich in Erdhöhlen und Kellern eingeschlossene Luft. Man führt diese Erscheinung auf eine radioaktive Wirkung des Bodens zurück. Dadurch kann auch die Luft selbst radioaktiv werden.

An der Bildung der atmosphärischen Elektrizität ist der Wasserdampf erheblich beteiligt. Eine besonders reiche Quelle kräftiger elektrischer Erregungen in der Luft bildet nach Ebert und Hoffmann die Reibung des Eises gegen feste Körperchen, die als tellurischer und kosmischer Staub stets vorhanden sind. Das Eis wird positiv, die reibenden Körperchen werden negativ elektrisch. Auf eine solche Reibung bei Schneetreiben ist vielleicht die Entstehung der Elmsfeuer zurückzuführen, die im Winter und auf hohen Berggipfeln am häufigsten beobachtet werden.

Temperatur der Luft.

Die Wärmequellen für die Atmosphäre sind die Sonnenstrahlung, die thermodynamischen Vorgänge infolge der Bewegung der Luft, die Wärmestrahlung innerhalb der Luft, die Sternenwärme und die Eigenwärme der Erde. Unter diesen ist die Sonnenstrahlung bei weitem die wichtigste; ihr gegenüber kommen namentlich Sternen- und Erdwärme kaum in Betracht.

Die Sonnenstrahlen durchdringen die Atmosphäre, werden von ihr zum Teil absorbiert, gelangen zum Teile aber auch bis zum Erdboden. Diesen erwärmen sie und dringen auch noch in ihn ein wenig ein. Die tägliche Wirkung der Sonnenstrahlung kann man noch etwa 1 m tief, die jährliche 10 bis 12 m tief im Boden verfolgen, letztere jedoch mit einer fast halbjährigen Verspätung. Die Tiefe des Eindringens

hängt von der Beschaffenheit des Bodens und von der jährlichen Schwankung der Strahlungsintensität ab.

Bei den Wärmeerscheinungen in der Atmosphäre haben wir die strahlende Wärme von der eigentlichen Luftwärme zu scheiden. Die letztere ist das Resultat der gemeinsamen Wirkung von Wärmestrahlung und Wärmeleitung. Die strahlende Wärme ist dagegen die unmittelbare Wirkung der Sonne.

Sonnenstrahlung.

Die Energie der direkten Sonnenstrahlen vermögen wir an ihrer Wirkung als Licht, Wärme oder chemische Umsetzung zu messen. Lichtstrahlen, Wärmestrahlen und chemisch wirksame Strahlen sind aber nicht voneinander zu trennen. Die durch die Wirkung zur Veranschaulichung gebrachte Strahlengattung ist vielmehr allein bedingt durch die Eigenart des betreffenden Körpers. Die einzelnen Sonnenstrahlen unterscheiden sich nur durch ihre Wellenlängen oder ihre Schwingungsdauer. Die hiernach verschiedenen Sonnenstrahlen üben keineswegs die gleiche Wärmewirkung aus. Das Maximum dieser liegt im Rot des Spektrums, es fällt mit dem Maximum der Lichtwirkung im Gelb nahezu zusammen. Die stärksten Licht- und Wärmestrahlen haben auch auf die Vegetation den größten Einfluß. Für die Entwicklung des organischen Lebens auf der Erde ist überhaupt die strahlende Energie der Sonne von hoher Bedeutung, dagegen kommt sie für die Untersuchung der meteorologischen Vorgänge weniger in Betracht.

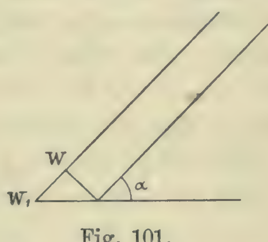


Fig. 101.

Die strahlende Wärme bedingt auf der Erde das, was wir das solare Klima nennen. Wäre die Erde ohne Atmosphäre und nur von Festland oder Wasser bedeckt, also an der Oberfläche homogen, dann würde die Temperaturverteilung auf ihr nur abhängig sein von der direkten Sonnenstrahlung und der bei dem Fehlen dieser einsetzenden Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum. Die durch die Bewegung der Sonne gegebenen mathematisch-astronomischen Linien würden mit den thermischen zusammenfallen, es würde eben nur ein solares Klima herrschen.

Die Stärke und Menge der Sonnenstrahlung an irgendeinem Punkte der Erde hängt ab von dem Einfallswinkel der Strahlen (Fig. 101). Ist dieser $= \alpha$, der Querschnitt eines Strahlenbündels $= W$, so ist die

Wirkung der Sonnenstrahlung $W_1 = W \sin \alpha$. Es ändert sich die Intensität der Strahlung proportional dem Sinus der Sonnenhöhe über dem Horizonte.

Infolge des beständig wechselnden Sonnenstandes ist daher die tägliche Verteilung der solaren Licht- und Wärmemenge auf der Erde sehr verwickelt. Sie wird außer durch die Höhe der Sonne auch noch durch die Dauer des Standes der Sonne über dem Horizonte bestimmt. Nehmen wir die Strahlung am Äquator am 20. März, wo die Sonne über dem Äquator steht, als Einheit, so ergibt sich nach Wieners Berechnung für den Nordpol der Erde am 21. Juni, wo die Sonne ihren höchsten nördlichen Stand erreicht hat, eine um 36 Proz. größere Strahlung als gleichzeitig am Äquator.

Die Intensität der Strahlung ändert sich ferner auch nach der Entfernung der Erde von der Sonne. Da die Erde während des südhemisphärischen Sommers in Sonnennähe sich befindet, so ist die Bestrahlung der südlichen Erdhälfte in dieser Jahreszeit erheblich stärker. Das solare Klima ist somit auf der südlichen Halbkugel extremer als auf der nördlichen. Denn die Intensitäten der Sonnenstrahlung in den verschiedenen Punkten der Erdbahn sind den Quadraten der Entfernung umgekehrt proportional. Die Jahressumme der Strahlung ist jedoch auf beiden Hemisphären gleich, da die größere Intensität während des südlichen Sommers durch dessen geringe Dauer wieder aufgehoben wird. Nach dem 2. Keplerschen Gesetze verhalten sich auch die Geschwindigkeiten umgekehrt wie die Quadrate der Entfernungen.

Die Unterschiede zwischen der Bestrahlung im Sommer- und Wintersolstitium an demselben Orte nehmen mit wachsender Breite zu. Da gleichzeitig auch die Ausstrahlung der Wärme wächst, so werden diese Unterschiede noch weiter verschärft.

Die Berechnung der Jahressummen der Sonnenstrahlung für die einzelnen Zonen der Erde ergibt nach Meech in Thermaltagen, worunter wir die Wärmemenge eines mittleren Äquatorialtages zu verstehen haben, folgende Werte:

Tropenzone 356.2, gemäßigte Zone 276.4, Polarzone 166.0 Thermaltage. Für die ganze Erde ist die Strahlung gleich 299 Thermaltagen, etwa $^5/_6$ der Bestrahlung des Äquators, für den die Jahressumme gleich 365,24 Tage gesetzt ist.

Für die einzelnen Breiten bekommen wir:

0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90° Br.
365,2	360,2	345,2	321,0	288,5	249,7	207,8	173,0	156,6	151,6 Thermaltage,

also am Pol nur $41\frac{1}{2}$ Proz. der Strahlung am Äquator.

Die absolute Intensität der Sonnenstrahlung, die sogenannte Solarkonstante, ist nach den gegenwärtig zuverlässigsten Bestimmungen von Langley an der Grenze der Atmosphäre in einer Minute pro Quadratzentimeter 3 Wärmeeinheiten (Grammkalorien). Daraus ergibt sich für die ganze Erde eine Jahreswärmemenge von mehr als 2 Quadrillionen Wärmeeinheiten, eine Menge, die einen Eispanzer von rund 54 m Dicke um die Erde zu schmelzen vermöchte.

Diese Intensität der Sonnenstrahlung wird durch das Vorhandensein einer Atmosphäre erheblich beeinflußt. Die Luft absorbiert einen Teil der Strahlen. Es zehrt die wolkenlose Atmosphäre um so mehr Strahlen auf, je länger der Weg ist, den diese innerhalb derselben zu durchlaufen haben. Die höheren Breiten sind dadurch in Bezug auf die Bestrahlung ungünstig gestellt; denn die Strahlen gehen einen um so längeren Weg durch die Luft, je tiefer die Sonne steht. Der Überschuß an Strahlung infolge der langen Dauer des Sonnenscheins, den Wiener für die höheren Breiten berechnet hat, wird dadurch mehr wie aufgehoben.

Die einzelnen Strahlenarten werden von der Atmosphäre in sehr verschiedenem Grade verschluckt. Am meisten absorbiert werden die dunklen langwelligen Strahlen (Wärmestrahlen), was für den Wärmezustand auf der Erde von großer Bedeutung ist. Dadurch wird die Wärmeausstrahlung der durch die leuchtenden Strahlen erwärmten Erdoberfläche stark vermindert. Wasserdampf und Kohlensäuregehalt der Luft erhöhen diese Absorption der Luft noch wesentlich. Die Folge der Absorption ist eine erhebliche Milderung des Unterschiedes zwischen Tag- und Nacht-, Sommer- und Wintertemperatur.

Nach Zenker ergeben sich für die verschiedenen Sonnenhöhen nachstehende Weglängen der Strahlen durch die Luft und Wärmeintensitäten auf einer zur Strahlung senkrechten wie auf einer horizontalen, also zur Strahlung verschieden geneigten Fläche:

Sonnenhöhe	0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Relative Weglängen der Strahlen durch die Luft.	44,7	10,8	5,7	2,92	2,00	1,56	1,31	1,15	1,06	1,02	1,00
Wärmeintensität auf einer zur Strahlung senkrechten Ebene.	0,0	0,15	0,31	0,51	0,62	0,68	0,72	0,75	0,76	0,77	0,78
Wärmeintensität auf einer horizontalen Fläche.	0,0	0,01	0,05	0,17	0,31	0,44	0,55	0,65	0,72	0,76	0,78

Im allgemeinen nimmt man nach Hann den Transmissionskoeffizienten, der dem Wärmeverluste in der Atmosphäre entspricht, bei senkrechtem Einfallen der Strahlen zu 0,7 und 0,6 an.

Die gesamte Wärmeabsorption der Atmosphäre während eines Tages schätzte Pouillet zu 0,5 bis 0,4 der Strahlung. Auf Grund der tatsächlichen Beobachtungen von Crova in Montpellier dürfen wir annehmen, daß in den mittleren Breiten auch bei heiterem Himmel die Atmosphäre etwa die Hälfte der täglichen Wärmestrahlung der Sonne verschluckt. Auch am Äquator vermindert sich die Strahlung infolge der Absorption in der Luft beträchtlich; sie erreicht nach einer Berechnung Hanns selbst zur Zeit der Äquinoktien, wo die Sonne durch den Zenit geht, 57 Proz. der wirklichen Bestrahlung.

Angot hat die jährlichen solaren Wärmemengen an der Erdoberfläche in mittleren Äquatortagen zur Zeit der Äquinoktien unter den verschiedenen Breiten für die Transmissionskoeffizienten 1,0 und 0,6 berechnet und gefunden:

	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	Br.
Für 1,0:	350,3	345,5	331,2	307,9	276,8	239,8	199,2	166,2	150,2	145,4	Thermaltage
f. 0,6:	170,2	166,5	155,1	137,6	115,2	90,6	67,4	47,7	33,5	28,4	„

Danach erhält die Erdoberfläche selbst am Äquator noch nicht 50 Proz. der Sonnenstrahlung.

Bei dieser Berechnung ist beständig heiterer Himmel vorausgesetzt. Wolken erniedrigen noch weiter die Wärmemenge, in mittleren Breiten nach den vorhandenen Beobachtungen um rund 50 Proz. In den polaren Gegenden erhält die Erdoberfläche infolge des Einflusses der Bewölkung sogar kaum mehr als ein Fünftel der bei stets heiterem Himmel möglichen Wärmemenge.

Die in der Luft absorbierte Wärme geht für die Erde nicht verloren, sondern sie wirkt durch die Strahlung der Atmosphäre als diffuse Wärme. Dadurch wird die Luft selbst eine Wärmequelle. Nach Trabert beträgt die Quantität der diffusen Wärmestrahlung 40 Proz. der ungestörten Wärmestrahlung der Sonne. Diese atmosphärische Strahlung kann noch gesteigert werden durch dünne zerstreute Wolken, welche Reflektoren der Strahlen bilden.

Die Zerstreuung der Sonnenstrahlen in der Atmosphäre, die diffuse Reflexion, ändert sich nach der Art der Strahlen. Nach Rayleighs theoretischen Untersuchungen zerstreut unsere Atmosphäre die kurz-

welligen, also die blauen, am stärksten, die langwelligen (Wärmestrahlen) am geringsten. Er erklärt daraus die blaue Farbe des Himmels.

Neben den Wärmestrahlen sind die chemisch wirksamen und die leuchtenden ebenfalls von großer klimatischer Bedeutung. Es fehlt uns aber zurzeit noch an ausreichenden Messungen sowohl des Lichts wie der gesamten Strahlung der Sonne und des Himmels. Soweit die Beobachtungen und theoretischen Untersuchungen ein Urteil erlauben, erhöht das diffuse Licht ebenfalls die direkte Strahlung ganz bedeutend. In den höheren Breiten wird dadurch die tägliche Lichtdauer weit über die ihr astronomisch zukommende hinaus verlängert. Noch mehr gilt das von der chemischen Wirkung der diffusen Strahlung, die bei niedrigem Stande der Sonne noch mehr als bei dem Lichte die direkte Wirkung übertrifft. Berechnet man auf Grund der Messungen von Bunsen und Roscoe die chemische Intensität der Strahlung, so findet man, daß die äquatorialen Gebiete unserer Erde in dieser Hinsicht außerordentlich bevorzugt sind, namentlich ist die chemische Wirkung der direkten Strahlung in den Tropen groß.

Der Einfluß der Atmosphäre auf die Sonnenstrahlung bedingt demnach in erster Linie eine Abschwächung der großen Unterschiede der direkten Strahlung unter den verschiedenen Breiten. Durch die lichtzerstreuende Kraft der Luft wird die gesamte Strahlung namentlich in den höheren Breiten wesentlich erhöht. Gleichwohl sind Lichtwirkung, chemische Wirkung und strahlende Wärme in ihrer Verteilung auf der Erde unmittelbar an die Breitenkreise gebunden, sie verleihen der Einteilung der Erde nach Klimagürteln auf Grund der Stellung der Sonne eine wissenschaftliche Berechtigung.

Literatur:

Chr. Wiener, Über die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne in ihren verschiedenen Breiten und Jahreszeiten. — Karlsruhe u. Bielefeld, 1876.

W. Zenker, Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. — Berlin, 1888.

F. Hopfner, Die Verteilung der solaren Wärmestrahlung auf der Erde (Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse. Bd. CXIV). — Wien, 1905.

Ursachen der Lufttemperatur.

Die Temperatur der Luft ist das Resultat der gesamten Wirkung der strahlenden Wärme der Sonne, der Atmosphäre und des Bodens, der thermodynamischen Vorgänge und der Leitung. Sie ist also von

der strahlenden Wärme der Sonne wesentlich verschieden, bei ihrer Bestimmung ist diese sogar möglichst fernzuhalten. Unter der Temperatur eines Ortes im meteorologischen Sinne hat man nach Hann nur das Maß der Luftwärme zu verstehen, das man durch zweckmäßig über die Zeit verteilte Beobachtungen an einem frei in der Luft aufgestellten, gegen die direkte Wärmestrahlung der Sonne, sowie gegen die Strahlung erwärmter Gegenstände geschützten Thermometer erhält.

Die Hauptfaktoren, welche die Luftwärme bedingen, sind die Wärmezustrahlung der Sonne, die Insolation, und die Wärmeausstrahlung in den Weltraum. Diese Strahlung wird durch die verschiedenen terrestrischen Zustände der Erde beeinflußt. Sie hängt zunächst auch von dem Zustande der Atmosphäre ab, namentlich von dem Wasserdampfgehalte. Nach Tyndall wirkt selbst der unsichtbare Wasserdampf darauf ein. Feuchte Luft absorbiert die dunklen Wärmestrahlen mehr als trockene Luft. Da die dunklen Wärmestrahlen besonders vom Boden aus als reflektierte Strahlen in die Luft gelangen, so muß wasserdampfreiche Luft in den unteren Schichten verhältnismäßig hohe Temperatur aufweisen. An solchen Tagen zeigt sich in ihnen eine geringe Wärmeabnahme mit der Höhe.

Von dem größten Einflusse ist der Wasserdampfgehalt in der Form von Wolken und Nebel. Die Wolken absorbieren wieder in erster Linie die dunklen Strahlen, reflektieren aber zugleich auch die sämtlichen Strahlen. Für die über den Wolken befindlichen Luftschichten dient daher die Wolkendecke als Wärmequelle, für die darunterliegenden als Wärmeschutz. An heiteren Tagen ist hiernach die Temperaturzunahme an der Erdoberfläche infolge der unbehinderten Insolation weit größer als an trüben Tagen und ebenso die Wärmeverminderung durch die Ausstrahlung. Daraus folgert eine kleinere Temperaturschwankung an Tagen mit bewölktem Himmel, was durch die Beobachtungen auch bestätigt ist. Hann faßt den Einfluß der Bewölkung etwa in folgendem Satz zusammen: Ein geringerer Grad der Bewölkung bedeutet in höheren Breiten eine erhebliche Erniedrigung der Wintertemperatur und eine geringe Steigerung der Sommerwärme, also eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur. In niedrigen Breiten bewirkt geringere Bewölkung eine entschiedene Zunahme der mittleren Jahreswärme.

Weiter hängt die gesamte Strahlung wesentlich auch von der Beschaffenheit des Bodens ab. Namentlich zeigen Wasser und Land ein sehr verschiedenes Verhalten. Es ist das bedingt schon durch die verschiedene spezifische Wärme beider. Wasser hat eine viel größere

Wärmekapazität als Land. Man kann die Wirkung dieser verschiedenen Eigenschaften durch folgende Sätze zum Ausdruck bringen:

Wenn gleich großen Flächen von Wasser und Land gleich große Wärmemengen zugeführt werden, so ist die dadurch bewirkte Temperaturerhöhung auf dem Lande nahezu zweimal so groß als auf dem Wasser.

Geben dagegen zwei gleich große Flächen von Wasser und Land gleiche Wärmemengen ab, so kühlt sich das Land um nahezu doppelt so viel Grade ab als das Wasser.

Das Wasser erwärmt sich demnach unter dem Einflusse der Insolation viel weniger, kühlt sich aber während der Ausstrahlung auch weniger ab. Es zeigt somit geringere Temperaturschwankungen, die auch in der darüber liegenden Luft sich geltend machen.

Das Wasser hat ferner eine spiegelnde Oberfläche, von der die Wärmestrahlen stark reflektiert werden. Hierin liegt für die Orte am Ufer eines Sees geradezu eine Wärmequelle. Dufour hat für die Umgebung des Genfer Sees durch Beobachtungen festgestellt, daß die von dem Seespiegel reflektierte Wärme bis 68 % der direkten Strahlung erreichen kann.

Das Land verschluckt dagegen fast die gesamte zugestrahlte Wärme und erhitzt sich sehr stark, was dann auch eine Erwärmung der unteren Luftschichten bedingt. Die starke Erwärmung umfaßt aber nur die oberste Erdschicht, so daß sie keineswegs eine wirkliche Aufspeicherung von Wärme bedeutet. Das Wasser jedoch ist diatherman, die Wärme dringt daher in dasselbe tiefer ein und wird auf eine mächtigere Schicht verteilt, die sich in ihrer Gesamtheit an der Ausstrahlung beteiligt. Diese Ausdehnung der Wärmeausstrahlung auf eine größere Schicht wird dadurch noch erleichtert, daß das Wasser beweglich ist. Durch die leichte Verschiebbarkeit der einzelnen Wasserteilchen entstehen wärmeausgleichende Strömungen, welche eine starke Abkühlung an der Oberfläche verhindern und für die an dieser erfolgten Ausstrahlung immer neuen Ersatz liefern. Auf dem Lande ist ein solcher Wärmeersatz nicht vorhanden, hier kann nur durch die sehr langsam fortschreitende Wärmeleitung die oberflächliche Abkühlung etwas vermindert werden. Man hat den thermischen Gegensatz zwischen Wasser und Land auch ziffernmäßig berechnet, indem man aus den Beobachtungen der vertikalen Verteilung der Temperatur in Seen und im Boden den Wärmehaushalt ermittelte. Das Ergebnis ist nach Hann, daß ein Landsee rund 15 mal, die Ostsee sogar 20 bis 30 mal mehr Wärme im Herbst und Winter an die Luft abgibt als der feste Boden.

Endlich üben Wasser und Land mittelbar auf die Strahlung und damit auf die Luftwärme einen sehr verschiedenen Einfluß aus, indem die Atmosphäre über ersterem stets einen größeren Dampfgehalt besitzt und es dort infolgedessen auch häufiger zur Wolkenbildung kommt.

Der thermische Gegensatz zwischen Wasser und Land kommt auch auf dem letzteren selbst noch zur Geltung. Je mehr sich das Land in seiner Beschaffenheit dem Wasser nähert, um so mehr gleicht es ihm in seinem Verhalten gegenüber der Wärmestrahlung. Es besteht also ein Unterschied in dem thermischen Verhalten zwischen feuchtem und trockenem Boden. Auch bewachsener und unbewachsener Boden ist von verschiedener Wirkung auf die Strahlung. Der bewachsene nähert sich in seinem Einflusse dem des Wassers.

Eine solche Einwirkung der Vegetation glaubt man vielfach in den Wäldern nachgewiesen zu haben. Diese sollen nach Woeikof die Lufttemperatur in der warmen Zeit des Jahres erheblich erniedrigen. Für das äquatoriale Südamerika und Afrika, sowie für Assam und den Malayischen Archipel ist tatsächlich eine geringere Jahrestemperatur in den Waldgebieten nachgewiesen (für Assam über 2°). Es fragt sich aber, ob diese nicht zum Teil auf andere Faktoren zurückzuführen ist. Auch in Mitteleuropa ist nach Schreiber und Hann die Lufttemperatur in bewaldeten Flächen im Jahresmittel niedriger als in den benachbarten Lichtungen, jedoch nur um Zehntel Grade. Theoretisch ist ein solcher Einfluß des Waldes wohl denkbar, denn er verhindert die Erwärmung des Bodens und fördert durch seine Belaubung die Wärmeausstrahlung und die Verdunstung, die abkühlend wirkt.

Von außerordentlicher Bedeutung für die Luftwärme ist eine Schneedecke, wie das namentlich die Untersuchungen von Woeikof ergeben haben. Schon die Schneeschmelze erfordert eine gewisse Wärmemenge, die für die Luft verloren geht. Die Wärmezunahme im Frühjahr wird dadurch erheblich vermindert. Sodann bedingt die rauhe, aber spiegelnde Oberfläche eine starke Ausstrahlung, weiter wird bei Verdampfung des Schnees Wärme verbraucht, und schließlich verhindert die Decke eine Ausstrahlung des Untergrundes, die in der kalten Jahreszeit oft eine wichtige Wärmequelle ist. Reichlicher Schneefall zu Beginn der kalten Jahreszeit hat daher in den mittleren Breiten oft sehr strenge Winter zur Folge.

Ist so der Wärmezustand der Luft infolge der mannigfaltigen Abänderungen der Strahlung einem großen Wechsel unterworfen, so wird dieser durch die leichte Beweglichkeit der Luftteilchen noch erheblich

vermehrt. Horizontale und vertikale Strömungen tragen die Luftwärme von Ort zu Ort, führen zur Mischung verschieden warmer Luft und bewirken zum Teil direkt eine Temperaturveränderung. Das letztere gilt besonders von der vertikalen Bewegung. Nach den Gesetzen der Thermodynamik erwärmt sich trockene Luft bei dem Niedersinken infolge der gleichzeitigen Druckvermehrung um 1° auf 100 m, bei dem Aufsteigen kühlt sie sich dagegen, weil sie sich unter der Druckverminderung ausdehnt, um den gleichen Betrag ab. Enthält die Luft Wasserdampf, so führt die Abkühlung bei dem Aufsteigen bald zu seiner Verdichtung, wobei Wärme frei wird, die dann eine weitere Temperaturabnahme verzögert. Absteigende Luft führt somit einem Ort Wärme, aufsteigende dagegen Kälte zu.

Literatur:

A. Woeikof, Der Einfluß der Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. (Geograph. Abhandl. herausgeg. v. A. Penck, Bd. III, Heft 3.) — Wien 1889.

J. Schubert, Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in den Gewässern und der Atmosphäre. — Berlin, 1904.

Vertikale Temperaturverteilung.

Die Ursachen der Luftwärme bedingen eine ungleiche vertikale Temperaturverteilung in der Atmosphäre. Diese zeigt unter normalen Verhältnissen eine Temperaturabnahme mit der Höhe. Einmal erfolgt die Absorption der direkten Sonnenstrahlen um so stärker, je dichter die Luft ist, sie nimmt also mit der Annäherung an den Boden zu. Das Gleiche gilt für die atmosphärische diffuse Strahlung, die ebenfalls im dichteren Medium größer ist. Weiter erhält die Luft ihre Hauptwärme durch Leitung und Strahlung vom Untergrunde aus, in dessen Nähe sie demnach höhere Temperatur besitzen muß. Endlich bewirken auch die thermodynamischen Vorgänge eine Abnahme der Wärme nach oben. Durch sie wird der Grad der vertikalen Temperaturänderung geregelt, da alle Störungen der normalen Abnahme vertikale Bewegungen hervorrufen, die erst zur Ruhe kommen, wenn jene erreicht ist.

Als normal können wir die Temperaturabnahme bezeichnen, wenn sie dem thermodynamischen Gesetze entspricht, also bei völliger Trockenheit 1° auf 100 m beträgt. Nimmt die Temperatur um weniger als 1° ab, herrscht ein stabiler Gleichgewichtszustand, die Luft verharrt in Ruhe. Das ist auch der Fall, wenn die Wärme nach oben zunimmt, weil dann die kälteren, mithin schwereren Schichten unten liegen. Übersteigt dagegen die Wärmeabnahme 1°, so besteht labiles Gleichgewicht

und es werden sich vertikale Strömungen entwickeln, bis der normale Zustand, also indifferentes Gleichgewicht, wieder hergestellt ist.

Die Größe der tatsächlichen Temperaturabnahme ändert sich nun nach den örtlichen Verhältnissen wie nach den Jahreszeiten. In Gebirgen ist sie größer als auf den Hochflächen, auf freien Bergen größer als in Tälern, im Winter erfolgt sie langsamer als im Sommer.

Nach zahlreichen Beobachtungen in Gebirgen verschiedener Breiten, von den Tropen bis zur Breite von 60°, fand Hann als mittlere Abnahme 0,55° für je 100 m. Aus den Beobachtungen auf einigen Gipfelstationen in den mittleren Breiten fand man im Mittel für den Winter 0,58°, für Frühjahr 0,71°, Sommer 0,70°, Herbst 0,61° und für das Jahr 0,65°. Diese Werte dürften annähernd auch für die freie Atmosphäre in den unteren Schichten bis etwa 5000 m gelten. Auf Hochflächen vermindert sie sich auf 0,40 bis 0,45°. Die Temperaturabnahme wird aber durch den jeweiligen Himmelszustand modifiziert; sie ist bei klarem Wetter größer als bei bewölktem Himmel. Der jährlichen Amplitude entspricht eine tägliche; die Wärme nimmt rascher ab zur Zeit des Tagesmaximums der Temperatur.

Die Wärmeabnahme setzt sich bis zur äußersten Grenze der Atmosphäre fort. Die beobachtete Minimaltemperatur ist —85,6° (in St. Louis).

Für die Klimatologie ist die Kenntnis der mittleren vertikalen Wärmeabnahme darum von besonderer Bedeutung, weil sie uns die Reduktion der Lufttemperatur an Orten verschiedener Meereshöhe auf ein gemeinsames Niveau gestattet. Für diese Berechnung nimmt man die Abnahme zu 0,5° auf 100 m an.

Die vertikale Temperaturverteilung ist aber in Wirklichkeit großem Wechsel unterworfen. Statt der normalen Abnahme beobachtet man zuweilen sogar eine Wärmezunahme. Man bezeichnet diese Erscheinung als Temperaturumkehr oder -inversion. Sie tritt ein, wenn aus irgendwelchen Gründen die unteren Luftschichten eine besonders starke Abkühlung erfahren haben. Dies ist besonders während des Winters in den Gebirgen der Fall, wo sich in den Tälern oft kalte Luft ansammelt, während auf den Bergen die Insolation eine stärkere Erwärmung der Luft bewirkt hat. Günstige Bedingungen für die Bildung einer solchen Temperaturumkehr sind ruhige Luft, die sich namentlich unter der Herrschaft hohen Luftdruckes einstellt, und das Vorhandensein einer Wolkendecke, welche die Luft nahe der Erde im Talgrunde von der Insolation abschließt und zugleich für die Luft oberhalb der Wolken eine Wärmequelle ist.

In den höheren Luftschichten oberhalb der Region der Temperaturinversion stellt sich dann meist wieder die normale Wärmeabnahme ein. Zuweilen wiederholt sich aber die Umkehr, d. h. es wechseln mehrfach wärmere Luftschichten mit kalten und umgekehrt. Diese Wechsel können auch durch horizontale Strömungen hervorgerufen sein, indem sich über einer kalten Luftschicht ein warmer Luftstrom bewegt.

Die Temperaturverhältnisse der oberen Regionen der freien Atmosphäre sind in den letzten Jahren durch Drachenaufstiege sowie durch bemannte und unbemannte Ballons eingehender erforscht. Für die Beobachtung selbst ist in Assmanns Aspirationsthermometer ein zuverlässiges Instrument gegeben, das die wirkliche Lufttemperatur auch innerhalb der höheren Schichten, wo infolge der geringen Dichte der Luft die Strahlung außerordentlich intensiv ist, zu messen gestattet. Das Ergebnis der zahlreichen Beobachtungen ist, daß die Temperatur noch bis zu beträchtlicher Höhe eine stete Abnahme zeigt, daß aber darüber dann eine Zone folgt, die in ihrer ganzen Mächtigkeit nahezu gleichmäßig temperiert ist. Die untere Zone bezeichnet man als Troposphäre. Sie zerfällt wieder in zwei Stufen. In der unteren Stufe, die man etwa bis 4000 m rechnet, ist die mittlere Temperaturabnahme gering, Temperaturinversion tritt häufig auf, es ist zugleich die Zone lebhafter vertikaler Luftbewegung und häufiger Wolkenbildung. In der oberen Stufe mit gleichmäßigerer Wärmeabnahme stellt sich dagegen Temperaturinversion nur selten ein, die Atmosphäre enthält nur noch wenig Wasserdampf und die Temperaturabnahme nähert sich daher dem normalen Werte von 1° auf 100 m. Die obere Zone, Stratosphäre genannt, ist nahezu isotherm, doch kommen Temperaturinversionen fast regelmäßig vor. Infolgedessen herrschen auch nur noch horizontale Strömungen. Die untere Grenze ändert sich, sie liegt erheblich höher in den Tropen — über dem Äquator etwa 15000 m hoch — als in den polaren Gebieten, wo sie sich auf etwa 7000 m senkt. In den Tropen ist es daher in den höheren Schichten der Atmosphäre kühler als über den arktischen Regionen in gleicher Höhe. Weiter verschiebt sich die Grenze im Laufe des Jahres, im Sommer ist sie höher als im Winter. Endlich weist ihre Lage auch Beziehungen zum Luftdruck auf. Über Gebieten mit niederem Luftdruck liegt sie niedriger als über solchen mit hohem Luftdruck.

Literatur:

R. Assmann und A. Berson, Wissenschaftliche Luftfahrten. — Berlin, 1899—1900.

Täglicher und jährlicher Gang der Temperatur.

Da die Hauptquelle der Luftwärme die Strahlung ist, diese aber mit dem Stand der Sonne sich ändert, so finden wir auch in der Temperatur der Luft tägliche und jährliche Änderungen.

Der tägliche Gang der Lufttemperatur zeigt zwei Wendepunkte. Mit der zunehmenden Höhe der Sonne steigt die Temperatur vom Morgen bis Mittag, erreicht bald nach Mittag ihren höchsten Stand, sinkt dann während der Nacht stetig bis zum Morgen, wo ihr niedrigster Stand eintritt. Den Unterschied zwischen der höchsten und niedrigsten Temperatur bezeichnet man als die Tagesamplitude.

Die Eintrittszeiten der Wendepunkte im täglichen Gange wechseln nach Ort und Zeit beträchtlich. Sie zeigen zunächst Beziehungen zur Unterlage. Über den Meeren tritt das Maximum um Mittag, über dem Lande erst um 2—3 h p ein. Die Verschiebung auf dem Lande erklärt sich daraus, daß neben der direkten Insolation auch die Reflexion und die Ausstrahlung des Bodens die Luftwärme bedingt. Auf dem Meere ist die Wirkung dieser geringer. Das Minimum der Temperatur stellt sich ebenfalls auf den Meeren etwas früher ein, es wird schon 1—2 Stunden vor Sonnenaufgang beobachtet, während es über dem Lande annähernd auf diesen selbst fällt.

Weiter ändern sich die Eintrittszeiten auch im Laufe des Jahres. Über dem Lande ist die Verspätung des Maximums im Sommer etwas größer als im Winter, weil in dieser Jahreszeit die Insolation nachhaltiger wirkt. Im ozeanischen Klima verfrüht sich dagegen der Eintritt der höchsten Temperatur im Sommer etwas; es macht sich darin die abkühlende Wirkung des Wassers geltend.

Außerordentlich veränderlich ist ferner die Größe der Tagesamplitude. Sie ist zunächst in den höheren Breiten kleiner als in niederen, in denen der Gegensatz zwischen Tag und Nacht viel ausgeprägter ist. Mit zunehmendem Stande der Sonne, also im Sommer, nimmt sie ebenfalls zu. Über dem Meere, das eine geringere Wärmeausstrahlung besitzt, wird sie erheblich kleiner als über dem Lande; dort sinkt sie unter 2°, hier erreicht sie bis 20°. Auch auf dem Lande ist sie wieder großen Schwankungen unterworfen. Es wirkt auf sie schon die äußere Form des Untergrundes ein. Nach Woeikof verkleinert ein Hügel die Amplitude, während ein Tal sie vergrößert. Besonders groß ist sie auf Hochflächen, wo in der dünnen Luft Zustrahlung und Ausstrahlung von Wärme mit größerer Intensität sich

vollziehen. Auch die Eigenart des Untergrundes übt einen Einfluß auf sie aus. Feuchter und bewachsener Boden zeigt eine geringere tägliche Schwankung als trockener und vegetationsfreier. Endlich spielt die Beschaffenheit der Luft, der Feuchtigkeitsgehalt und namentlich der Zustand des Himmels hier eine große Rolle. Heiterer Himmel erhöht nicht nur an jedem Orte die tägliche Amplitude, sondern läßt zugleich die durch geographische und orographische Bedingungen schon gegebenen Unterschiede noch schärfer hervortreten.

Die genaue Kenntnis des täglichen Ganges der Temperatur ist für die Ableitung des wahren Tagesmittels von hoher Bedeutung. Dieses wird natürlich am besten aus ununterbrochen fortlaufenden Beobachtungen gewonnen. Solche stehen uns aber nur für wenige Orte der Erde zur Verfügung. Meist liegen nur einzelne Terminbeobachtungen vor. Als die günstigste Kombination für die mittleren Breiten hat sich die Beobachtung um 6 h a, 2 h p und 10 h p oder auch um 7 h a, 2 h p und 9 h p ergeben. Das Mittel wird dann berechnet aus (6 h + 2 h + 10 h) : 3 oder (7 h + 2 h + 2 · 9 h) : 4.

Aus den Temperaturmitteln von Tag zu Tag erhalten wir den jährlichen Gang der Lufttemperatur. Da jedoch die Feststellung der wahren Tagesmittel nach den Erfahrungen außerordentlich lange Beobachtungsreihen erfordert, wird der jährliche Gang einfach durch die weniger schwankenden Monatsmittel veranschaulicht. Der Unterschied zwischen der Mitteltemperatur des kältesten und des wärmsten Monats ist dann die Jahresamplitude.

Der Verlauf der Temperatur zeigt auch im Jahre im allgemeinen zwei Wendepunkte. Nur in den äquatorialen Gebieten haben wir zwei Maxima und zwei Minima, die letzteren gerade zur Zeit des höchsten Sonnenstandes, da dieser mit der stärksten Bewölkung und dem größten Niederschlage zusammenfällt. In den mittleren Breiten folgen dagegen die Wendepunkte mit wechselnder Verzögerung unmittelbar dem Laufe der Sonne. Die Verschiebung hängt zunächst wieder von der Beschaffenheit der Unterlage ab. Über dem Lande beobachten wir das Maximum etwa im Juli, das Minimum im Januar. Hier vermindert sich mit sinkender Sonne schnell die Erwärmung der Luft durch die Insolation. Über dem Meere kommt dann noch die große Wärmeaufspeicherung im Wasser zur Geltung, die eine Verspätung der Eintrittszeiten der Wendepunkte bis in den August und Februar bewirkt. In den polaren Gebieten, wo die langsam aufsteigende Sonne die Luft im Frühjahr nur wenig zu erwärmen vermag, verschiebt sich der Eintritt

des Minimums sogar bis in den März und April. Die beigefügte Tabelle (S. 259) gibt den jährlichen Wärmegang unter verschiedenen Breiten im Land- und Seeklima. Die höchsten und niedrigsten Monatstemperaturen sind darin besonders gekennzeichnet. Außerdem haben wir den Gegensatz der kontinentalen und ozeanischen Temperaturschwankung auch noch in nebenstehendem Diagramm (Fig. 102) zur Darstellung gebracht.

Zur Veranschaulichung des täglichen und jährlichen Ganges der

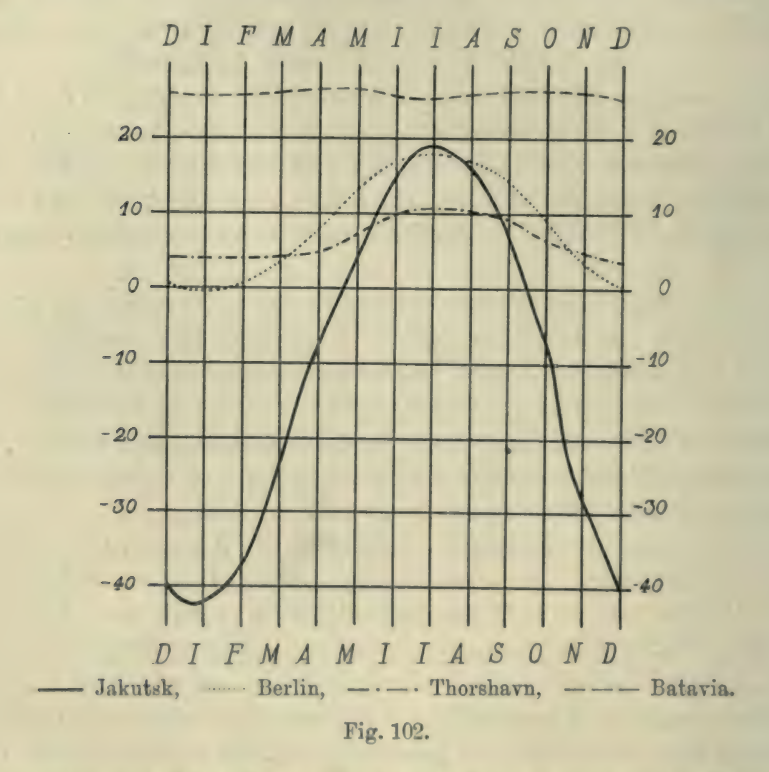


Fig. 102.

Temperatur zugleich bedient man sich vielfach der sogenannten Thermoisoplethen, die man erhält, wenn man in einem rechtwinkligen Koordinatensystem die horizontalen Linien nach Tagen, die vertikalen nach Stunden teilt, dann die Temperatur für jeden Tag und Stunde einträgt und nun die Punkte gleicher Temperatur miteinander verbindet. Die so erhaltenen Kurven heißen Isoplethen.

Die Verspätung der Wendepunkte gegenüber dem Stande der Sonne macht die astronomischen Jahreszeiten für meteorologische Untersuchungen

	Jahre	Geogr. Breite	Meereshöhe m	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahres-Amplitude	Mittlere Extreme Max.	Mittlere Extreme Min.
Batavia . .	40	6° S.	7	25,5	**25,4**	25,9	26,3	***26,5***	26,1	25,8	26,0	26,4	***26,5***	26,2	25,7	26,0	1,1	32,9	20,5
Wadelai . .	4—5	2¾° N.	605	26,9	**27,9**	26,3	25,9	25,2	24,7	24,7	**24,4**	25,0	25,4	25,9	26,5	25,7	3,5	—	—
Allahabad .	—	25½° „	94	**15,3**	18,3	24,9	30,9	***33,6***	32,7	29,2	28,4	28,3	25,3	19,7	15,4	25,2	18,3	46,7	4,4
Algier . . .	22	37° „	22	**11,9**	13,0	14,2	16,1	18,8	21,9	25,0	***25,3***	23,8	20,3	16,9	13,1	18,3	13,4	38,7	4,2
Urfa . . .	7	37° „	565	**3,8**	8,0	10,9	16,4	21,6	27,5	***31,6***	31,1	26,5	20,4	12,8	7,2	18,1	27,8	40,5	—3,7
Funchal auf Madeira .	24	32½° „	25	15,5	**15,2**	15,5	16,5	17,7	19,5	21,4	***22,3***	21,9	20,3	18,2	16,3	18,3	7,1	29,3	9,3
Santiago . .	45	33½° S.	519	***19,7***	18,6	16,5	12,9	9,9	7,8	***7,7***	8,8	11,4	13,5	16,4	18,8	13,5	12,0	36,3	—1,4
Wien . . .	50	48° N.	200	**—1,7**	0,2	3,9	9,4	14,0	17,7	***19,6***	18,8	15,2	9,8	3,5	—0,6	9,2	21,3	33,2	—14,6
Berlin (Außenstation) .	60	52½° „	50	**—0,4**	0,3	2,8	7,7	12,7	16,7	***18,1***	17,4	13,9	9,0	3,4	0,4	8,5	18,5	33,5	—16,4
Greenwich .	30	51½° „	45	**3,6**	4,2	5,4	8,5	11,7	15,3	***17,0***	16,5	14,1	10,0	6,4	4,4	9,8	13,4	—	—
Thorhavn auf den Fär-Öer	30	62° „	9	3,3	**3,1**	3,2	5,4	7,1	9,7	***10,8***	10,7	9,5	6,6	4,9	3,5	6,5	7,7	18,4	—8,9
Jakutsk . .	43	62° „	100	**—43,3**	—37,3	—23,4	—9,0	4,8	15,0	***19,0***	15,3	5,8	—8,8	—29,4	—40,3	—11,0	62,3	33,0	—54,8
Lady-Franklin-bay, Grönland . .	—	81¾° „	2	—39,0	**—40,1**	—33,5	—25,3	—10,0	0,4	***2,3***	1,0	—9,0	—22,7	—30,9	—33,4	—20,0	42,9	10,6	—50,6
Süd-Viktorialand . .	3	77¾° S.	—	—4,0	—8,3	—15,5	—24,2	—24,1	—24,6	—26,5	**—26,8**	—24,5	—19,8	—9,5	***—3,2***	—17,6	23,6	5,9	—46,5

ungeeignet; man hat daher die Monate in folgender Weise zu meteorologischen Jahreszeiten zusammengestellt:

Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
Dez., Jan., Febr. —	März, Apr. Mai —	Juni, Juli, Aug. —	Sept., Okt., Nov.

Die Größe der Jahresamplitude zeigt enge Beziehungen zu der Größe der Änderung des Sonnenstandes während eines Jahres. Am Äquator, wo auch die Unterschiede der Jahreszeiten gering sind, ist die Amplitude klein, sie wächst dann polwärts und erreicht ihren höchsten Betrag am Pole selbst. Diese Zunahme erfährt aber manche Änderung infolge der Einwirkung des Untergrundes. Über den Meeren wird die Amplitude abgeschwächt, über den Kontinenten erhöht. Im Innern der Festländer vertiefen sich namentlich die Minima, während die Maxima annähernd die gleiche Höhe behalten.

Der tägliche und jährliche Gang der Temperatur wird des weiteren auch noch durch die Extremwerte für die Tage und Monate veranschaulicht. Man unterscheidet mittlere und absolute Extreme und berechnet daraus die mittlere und die absolute Schwankung oder Amplitude. Wir haben in der Tabelle (S. 259) für die meisten Stationen deshalb auch die mittleren Extreme hinzugefügt. Den Unterschied zwischen den Mitteltemperaturen der wärmsten und kältesten Tagesstunde bezeichnet man als die periodische, den mittleren Unterschied der täglichen Extreme als die aperiodische Tagesschwankung. Die Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag, die interdiurne Veränderlichkeit, ist ebenfalls ein wichtiges klimatisches Element. Sie ist sehr verschieden: in den Tropen ist sie nur gering, ihren größten Wert erreicht sie im allgemeinen im Innern der Kontinente, namentlich im östlichen Nordamerika.

Für die Klimate der gemäßigten Zonen ist ferner die Zahl der Eistage, an denen das Maximum der Wärme unter 0° bleibt, sodann die der Frosttage, wo das Minimum unter 0° liegt, und endlich die der Sommertage mit einem Maximum gleich oder über 25° charakteristisch.

Die wirklich eintretenden Temperaturen weichen an den verschiedenen Orten zuweilen erheblich von den normalen Mittelwerten ab. Die Größe der Abweichung wird wieder von den allgemeinen klimatischen Verhältnissen bestimmt, sie veranschaulicht daher umgekehrt diese. Man bezeichnet die mittlere Abweichung auch als Temperaturanomalie.

Der mittleren Abweichung der Monatstemperatur, die positiv und negativ sein kann, kommt insofern noch ein besonderer Wert zu, als

sie auf großen Gebieten gleichmäßig auftritt, so daß man auf Grund dieser Tatsache die Beobachtungen benachbarter Stationen auf eine gleiche Zeitdauer reduzieren kann.

Geographische Verteilung der Lufttemperatur.

Da die Zahl der Faktoren, welche auf die Lufttemperatur einwirken ziemlich groß ist, und der Einfluß der einzelnen Faktoren von Ort zu Ort außerordentlich wechselt, so bietet die wirkliche Wärmeverteilung auf der Erde ein sehr buntes Bild dar. Verbindet man auf der Karte die Orte gleicher Wärme miteinander, so erhält man Linien, die als Isothermen bezeichnet werden. Legt man diesen Isothermen die wirklich beobachtete Ortstemperatur zugrunde, so zeigen sie einen vielgekrümmten Verlauf, sie schmiegen sich vielfach annähernd den Höhenlinien an. Eine solche Karte würde wegen ihrer Unübersichtlichkeit die allgemeine Verteilung der Temperatur nur schlecht zur Anschauung bringen. Um diese darzustellen, müssen alle lokalen Einflüsse ausgeschieden werden; namentlich ist der Einfluß der verschiedenen Höhenlagen zu beseitigen. Es geschieht das durch Reduktion der Ortstemperaturen auf ein gemeinsames Niveau, als welches allgemein das mittlere Meeresniveau gewählt wird. Die üblichen Isothermenkarten veranschaulichen daher nicht die wahre Wärmeverteilung auf der Erde, sondern die geographische Verteilung der auf das Meeresniveau reduzierten Temperatur.

Entsprechend der großen Verschiedenheit des jährlichen Temperaturganges an den einzelnen Orten zeigen die Isothermen in den verschiedenen Jahreszeiten auch einen völlig anderen Verlauf. Um daher ein richtiges Bild von der Wärmeverteilung zu erhalten, muß man neben der mittleren Jahrestemperatur auch noch die charakteristischen Monats- und Extremtemperaturen berücksichtigen. Im allgemeinen stellt man die Wärmeverteilung durch die Jahres-, Januar- und Juliisothermen dar.

Die Jahresisothermen zeigen uns das heißeste Gebiet in Nordafrika, wo über der südlichen Sahara die Temperatur 30° übersteigt. Mehr als 28° finden wir außerdem noch in Vorderindien und in Mexiko. Die Nordhemisphäre ist im Bereiche der Kontinente ziemlich kühl, der Nordpol ist umgeben von einem weiten Gürtel mit einer Jahrestemperatur von weniger als —10°. Innerhalb dieses Gebietes treten uns zwei geschlossene Kältezentra entgegen, das eine mit —17° in Nordost-Sibirien, das andere mit —20° im Nordwesten von Grönland. Auf der Südhemi-

sphäre ist das Gebiet mit einer Jahrestemperatur von weniger als —10° weit beschränkter. In der Nähe des Poles haben wir aber ebenfalls einen ausgesprochenen Kältepol, der, wie wir auf Grund der neuesten Beobachtungen der Südpolarexpeditionen annehmen dürfen, die niedrigste Jahrestemperatur der ganzen Erde besitzt, nach Meinardus für 80° s. Br. —20,6°, für den Pol sogar —25,0°.

Der Verlauf der Jahresisothermen ist in den Tropen nördlich und südlich des Äquators derselbe; über dem Lande biegen die Linien polwärts um, es sind also hier die Luftmassen über dem Meere im Jahresdurchschnitte kühler. Auf der Südhemisphäre bleibt dieses Verhältnis bis zu den Südspitzen der Kontinente bestehen. Auf der Nordhemisphäre werden dagegen in den gemäßigten Zonen bald die Isothermen bei ihrem Übertritte auf die Landmassen äquatorwärts umgebogen; die Luft über den Meeren ist also hier wärmer als die über dem Lande.

Die Ursache der höheren Temperatur über dem Wasser ist zum Teil in dem Vorhandensein warmer Meeresströmungen zu suchen, die von den Tropen Wärme polwärts verfrachten. Solche Strömungen haben wir sowohl im nordatlantischen wie im nordpazifischen Ozeane. In den südlichen Meeresräumen kommen die warmen Ströme nicht zu der gleichen Ausbildung, den höheren Breiten fehlt daher diese wesentliche Wärmequelle.

In der Verteilung der Jahrestemperatur treten besonders auf der Nordhemisphäre in den mittleren und höheren Breiten deutlich die Westseiten der großen Kontinentalflächen als die wärmeren auf. Die kontinentalen Kältezentra sind nach Osten verschoben. Diese Erscheinung ist eine Folge der in den gemäßigten Zonen der Erde vorherrschenden Westwinde. Sie tragen die warmfeuchte ozeanische Luft weit landeinwärts, während die kalte Landluft wieder durch sie bis an die Ostküsten geführt wird. In den niederen Breiten nördlich und südlich der Tropenzone zeigen dagegen gerade die Westküsten geringere Wärme. Sie werden von kühlen Meeresströmungen bespült, den Kompensationsströmen der äquatorialen Westdriften.

Auf Grund der mittleren Jahrestemperatur hat Supan die Erde in drei thermische Zonen eingeteilt: 1. die warme Zone mit einer Jahrestemperatur von mehr als 20°, 2. die gemäßigte Zone mit einer Jahrestemp. zwischen 0° und 20°, 3. die kalte Zone mit einer Jahrestemp. unter 0°. Von diesen nimmt die erstere fast die Hälfte der ganzen Erde ein, ihr kommen 49,3 Proz. der Erdoberfläche zu, während auf die gemäßigte Zone 38,5 Proz., auf die kalte nur 12,2 Proz. fallen.

Im Januar, zur Zeit des nordhemisphärischen Winters, liegen die

heißen Gebiete der Erde südlich vom Äquator; in Australien haben wir über 32°, in Südafrika und Südamerika über 28°.

Der Verlauf der Januarisothermen ist auf der südlichen Erdhälfte gleich dem der Jahresisothermen, sie biegen also über dem Lande, das unter der sommerlichen Sonne erwärmt ist, polwärts um. Nördlich vom Äquator sind dagegen die Luftmassen über dem Lande stark abgekühlt, die Isothermen wenden sich daher bei dem Übertritte vom Meere zum Lande scharf äquatorwärts. In Nordamerika erreicht die 0°-Isotherme die Breite von Neapel, in Ostasien diejenige von Nordafrika, während sie über dem Atlantischen Ozeane weit über den Polarkreis hinausgeht. Der Kältepol ist jetzt nach Ostsibirien verlegt, wo der Januar eine Mitteltemperatur von —48° aufweist. Weitere Kältezentra von mehr als —40° liegen über dem nördlichen Grönland und dem Pol.

Im Juli ist das zentrale Nordafrika mit 34° das heißeste Gebiet. Ihm stehen aber Arizona im südwestlichen Nordamerika, Arabien und Iran mit etwa 32° nur wenig nach. Der Verlauf der Isothermen ist südlich des Äquators, wo wir Winter haben, sehr einförmig, annähernd parallel den Breitekreisen; nur in Australien und Südamerika kommt die winterliche Abkühlung über den Kontinenten zur Geltung, indem die Isothermen dort zum Äquator umbiegen. Auf der nördlichen Hemisphäre ist die Luft über dem Festlande stark erwärmt, die Isothermen wenden sich daher hier nach Norden, über den Meeren hingegen nach Süden. Der Gegensatz zwischen Land und Wasser ist aber nicht so ausgeprägt wie im Januar, die Isothermen verlaufen einförmiger. Den Julikältepol finden wir im antarktischen Gebiete, wo die Temperatur unter —30° herabgeht. Auf der Nordhemisphäre sinkt die Julitemperatur nirgends unter 0°.

Unter Berücksichtigung des jährlichen Ganges der Luftwärme hat Supan die großen Temperaturzonen noch in folgende Unterabteilungen zerlegt:

Warme Zone:	Tropengürtel,	wo der	kälteste	Monat	über 20°	hat.
	Ektropengürtel,	„ „	„	„	unter 20°	„
Gem. Zone:	Äquatorialgürtel,	„ „	„	„	über 0°	„
	Polargürtel,	„ „	„	„	unter 0°	„
Kalte Zone:	Äquatorialgürtel,	„ „	wärmste	„	über 0°	„
	Polargürtel,	„ „	„	„	unter 0°	„

Während Supan die thermische Einteilung der Erde nur auf die Jahres-, Januar- und Julitemperatur begründet, hat Köppen eine Ein-

teilung gegeben, bei der die Wärmezonen nach der Dauer der heißen, gemäßigten und kalten Zeit bestimmt sind. Als heiß gilt eine Temperatur von mehr als 20⁰, als gemäßigt 10—20⁰, als kalt unter 10⁰. Die zugrunde gelegten Temperaturen sind nicht auf Meeresniveau reduziert. Wir haben danach folgende Wärmegürtel zu unterscheiden:

1. Tropischer Gürtel: konstant heiße Zone, alle Monate über 20⁰.
2. Subtropischer Gürtel: mindestens 4, höchstens 11 Monate über 20⁰.
3. Gemäßigter Gürtel: 4 bis 12 Monate 10—20⁰
   a) konstant gemäßigte Zone, kein Monat über 20⁰ oder unter 10⁰.
   b) sommerheiße Zone, wärmster Mon. mindestens 22⁰.
   c) kalte gem. Zone, kältester Mon. unter 10⁰, wärmster unter 22⁰.
4. Kalter Gürtel: mindestens 1 Mon., höchstens 4 Mon. über 10⁰.
5. Polarer Gürtel: jenseits der 10⁰-Sommerisotherme, also alle Monate unter 10⁰.

Die jährliche Veränderung in der geographischen Verteilung der Temperatur wird vortrefflich auch veranschaulicht durch die Wanderung der Isothermen von Monat zu Monat oder von Tag zu Tag. Hildebrandson hat so für Mitteleuropa die Wanderung der 0⁰ und der 9⁰ Isotherme im Frühjahr, also gewissermaßen den Einzug des Frühlings, dargestellt.

Van Bebber hat auch die Wärmeverteilung nach ihren Extremen kartographisch niedergelegt. Die Jahresmaxima fallen in das zentrale Afrika, Arabien, Persien und Vorderindien, ferner in das Innere des südlichen Nordamerikas, Südamerikas und Australiens, die Jahresminima liegen auf der Nordhemisphäre im Innern der Festlandsmassen. Sie erreichen in Nordostsibirien bei Werchojansk — 67,8⁰, in Nordamerika am Gr. Bären-See — 58⁰. Das absolute Maximum der Lufttemperatur ist in der Sahara mit 50⁰ beobachtet worden. Danach schwankt die Luftwärme in ihren Extremen auf der Erde nahezu um 120⁰. Die absoluten Jahresschwankungen an ein und demselben Orte erreichen ebenfalls über 100⁰, es ist das in der Gegend von Werchojansk der Fall, wo das absolute Sommermaximum 33,7⁰ beträgt. Die größten mittleren Schwankungen finden wir überall in dem Innern der Kontinente, sie steigen in Nordamerika bis auf 85⁰, in Nordasien bis auf 95⁰.

Breitentemperatur.

Um die Wärmeverteilung unabhängig von der Verteilung von Wasser und Land darzustellen, hat Dove aus dem vorhandenen Beobachtungsmateriale die mittlere Temperatur der verschiedenen Breiten berechnet. Diese Rechnung ist später von Spitaler, von Batchelder und in jüngster Zeit von Hopfner auf Grund der neueren Beobachtungen nochmals durchgeführt worden. Es hat sich dabei, wie die beigefügte Tabelle lehrt, ergeben, daß vom Äquator bis zum Pol die nördliche Erdhälfte wärmer ist als die südliche. Der wärmste Breitengrad ist der 10. Grad n. Br. Die allgemeine Wärmeabnahme vom Äquator zum Pole ist auf der Nordhemisphäre ungleich schneller als auf der Südhemisphäre.

Breite	N.	S.	Breite	N.	S.
0°	26,3	26,3	50°	5,9	5,4
10°	26,8	25,4	60°	— 1,0	— 1,6
20°	25,3	23,0	70°	— 10,3	— 11,5
30°	20,4	18,4	80°	— 17,4	— 20,8
40°	14,1	11,9	Pol	— 22,7	— 25,0

Aus den mittleren Breitentemperaturen hat man weiter die mittleren Temperaturen der Erdhälften und schließlich die der ganzen Erde ermittelt. Hann fand folgende Werte:

	Januar	Juli	Jahr
Nördliche Hemisphäre	8,0	22,5	15,2
Südliche „	17,3	10,3	13,6
Ganze Erde	12,6	16,4	14,4

Hiernach hat die Erde um die Zeit des nordhemisphärischen Sommers eine weit höhere Mitteltemperatur als im Januar. Es macht sich darin das Übergewicht der Landmasse nördlich des Äquators geltend. Die nördliche Halbkugel hat infolgedessen einen warmen Sommer und kalten Winter, mehr kontinentales Klima, die südliche Halbkugel kühlen Sommer und milden Winter, ozeanisches Klima. Hann hat auch die Mitteltemperaturen der westlichen und östlichen Halbkugel berechnet. Nach ihm hat die landärmere Westhemisphäre vom Äquator bis zum Pol 14,6°, die an Land reichere Osthemisphäre dagegen 15,6°.

Die Kenntnis der mittleren Breitentemperatur brachte auch Aufklärung über die Abhängigkeit der Wärmeverteilung von der Größe der Wasser- und Landfläche auf der Erde; man fand, daß sich die mittlere Breitentemperatur direkt als eine Funktion des Verhältnisses von Wasser zum Lande darstellen läßt. Auf Grund dessen berechnete Spitaler die

Mitteltemperatur für die Luft über einer Wasserhemisphäre und über einer Landhemisphäre, er erhielt für die erstere 13,8°, für die letztere 20,2°. Ähnliche Berechnungen, aber auf anderer Grundlage, hat Zenker ausgeführt. Sie ergaben, daß das Landklima bis 40° Breite wärmer, von 40° an dagegen kälter ist. Am Äquator erhielt er 34,6° für das Land- und 26,1° für das Seeklima, am Pol entsprechend —26,1° und —8,7°. Auch diese Zahlen veranschaulichen deutlich den Gegensatz beider Klimate.

Bestimmt man für die einzelnen Orte der Erde den Unterschied zwischen der vorhandenen Temperatur und der ihm nach seiner Breite zukommenden Mitteltemperatur, so erhält man die thermische Anomalie des Ortes, die zuerst von Dove festgestellt wurde. Die Linien, welche die Orte gleicher Anomalie miteinander verbinden, bezeichnet man als Isanomalen oder Isametralen. Ist die Temperatur eines Ortes im Vergleiche zu seiner Breite zu hoch, so besitzt er eine positive, im umgekehrten Falle eine negative Anomalie.

Die zuerst von Dove, dann von Spitaler, Batchelder und Hopfner neu konstruierten Isanomalenkarten lehren uns, daß über den Kontinenten im Sommer im allgemeinen positive — bis 8° in Zentralasien und im westlichen Nordamerika —, im Winter negative — bis 16° in Nordostsibirien und in Nordamerika (Hudsonsbai) —, über den Meeren dagegen umgekehrt im Sommer negative — bis 8° im mittleren nordpazifischen Ozeane —, im Winter positive — bis 24° über dem nordatlantischen Ozeane — Anomalie herrscht. Die positive Anomalie über dem Meere wird wesentlich durch warme Strömungen, z. B. im nordatlantischen Ozean durch den Golfstrom, bedingt. In den Tropen ist der Betrag der Anomalie im allgemeinen gering und unabhängig von der Verteilung von Wasser und Land.

Literatur:

R. Spitaler, Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. — Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wissensch., math.-naturw. A. Bd. 51. 1886.

T. Hopfner, Die thermischen Anomalien auf der Erdoberfläche. (Petermanns Mitt., 1906).

Der Luftdruck.

Entstehung und Messung des Luftdruckes.

Die Luft hat unter dem Einflusse der Schwere ein Eigengewicht, sie ist selbst schwer und übt somit einen Druck aus, der sich in dem elastischen Gasgemenge nach allen Seiten fortsetzt. Die dadurch bewirkte

Spannkraft der Luft ist das, was man in der Meteorologie als Luftdruck bezeichnet.

Die Größe des Luftdruckes wird mit dem Barometer oder Schweremesser bestimmt. Das Barometer ist in Wahrheit ein Manometer, durch welches die Spannung der Luft gemessen wird, die das Instrument unmittelbar umgibt.

Der Luftdruck wird entweder mit Flüssigkeitsbarometern oder mit Federbarometern gemessen. Die Flüssigkeitsbarometer sind vorwiegend Quecksilberbarometer; sie stellen gewissermaßen eine Wage mit Gegengewicht dar. Eine Quecksilbersäule von annähernd 760 mm Länge hält dem Drucke der Luft das Gleichgewicht. Die Feder- oder Aneroidbarometer gleichen einer Federwage, bei der die Spannung der Luft nach ihrer Wirkung auf eine federnde Metallplatte ermittelt wird. Wie alle Federwagen, so ist auch das Aneroidbarometer weniger zuverlässig als das Quecksilberbarometer.

Unter den Quecksilberbarometern unterscheidet man Gefäßbarometer, bei denen die Glasröhre in ein weites Gefäß eingetaucht ist, und Heberbarometer, bei denen die Röhre unten umgebogen ist. Der Abstand zwischen dem unteren und dem oberen Niveau des Quecksilbers gibt den Druck der Luft. Da das untere Niveau je nach der Menge des Quecksilbers in der Röhre steigt und fällt, muß der Nullpunkt der Skala verändert werden. Um diese Änderungen zu vermeiden, hat man Gefäßbarometer konstruiert, an denen die Skala den Bewegungen des unteren Quecksilberniveaus genau angepaßt ist. Die Skala gilt dann immer nur für eine bestimmte Quecksilbermenge. Diese Barometer mit reduzierter Skala und konstanter Flüssigkeitsmenge sind vielfach als Stationsbarometer in Gebrauch.

Bei der Bestimmung des Luftdruckes mit Hilfe des Barometers sind eine Reihe von Korrekturen vorzunehmen, ehe man seinen wahren Wert erhält. Viele davon betreffen die Einrichtung des Instrumentes selbst, andere stehen zu den meteorologischen Zuständen in bestimmter Beziehung. So ist die Länge der Quecksilbersäule abhängig von der Temperatur der Luft. Um den wahren Barometerstand zu bekommen, müssen wir daher die Veränderung des Quecksilbers unter dem Einflusse der Wärme berücksichtigen und die Länge der Säule für eine bestimmte Temperatur umrechnen. Als solche gilt allgemein 0°. Man nennt diese Umrechnung die Reduktion des Barometerstandes auf 0°. Von der Wirkung der Wärme wird natürlich auch die Skala

des Instrumentes betroffen. Bei genauen Messungen ist daher auch diese für eine bestimmte Temperatur zu korrigieren.

Weiter hängt die Länge der Quecksilbersäule, welche dem Luftdrucke das Gleichgewicht hält, auch von der Schwere ab. Diese ist aber auf der Erde infolge der polaren Abplattung je nach der Breite verschieden, sie nimmt vom Äquator zum Pole hin zu; die Quecksilbersäule ist daher am Äquator zu groß — um beinahe 2 mm —, an den Polen zu gering — ebenfalls um etwa 2 mm. Die Beobachtungen in verschiedenen Breiten müssen also auf eine einheitliche Schwere umgerechnet werden, sollen sie miteinander vergleichbar sein. Als diese einheitliche oder Normalschwere gilt diejenige der Breite von 45°. Man bezeichnet das Verfahren als die Reduktion des Barometerstandes auf Normalschwere.

Endlich ändert sich der Druck der Luft auch nach der Meereshöhe. Er ist eine Folge der Schwere der gesamten über ihr lagernden Luft, muß sich demnach vermindern, je höher wir uns in die Atmosphäre erheben, je weniger Luft über uns sich befindet.

Die Abnahme des Luftdruckes mit der Höhe ist eine sehr verwickelte Erscheinung, weil darauf neben der Schwere auch noch die Temperatur einwirkt, die der Luft eine solche Spannkraft verleihen kann, daß die Schwere zum Teil aufgehoben wird. Der Druck der überlagernden Luft preßt überdies die Luft zusammen; vermindert er sich, so wird die Dichte der Luft, d. h. also das Gewicht der Volumeneinheit, immer geringer. Nach dem Mariotteschen Gesetze ändert sich die Dichte der Luft in demselben Verhältnisse mit der Höhe wie der Luftdruck. Mit der Erhebung in die Atmosphäre nimmt somit der Luftdruck unter der Einwirkung dieser beiden Faktoren, der Verminderung der Höhe der Luftsäule wie deren Dichte, langsamer ab als die Höhe zunimmt. Die Abnahme erfolgt in einer bestimmten Gesetzmäßigkeit, die auch von der Temperatur beeinflußt wird.

Da nun der Luftdruck je nach der Meereshöhe eines Ortes sich ändert, so muß man, wenn man die Barometerablesungen verschiedener Orte miteinander vergleichen will, die durch die Höhenunterschiede gegebenen Luftdruckdifferenzen zuvor bestimmen und in Abzug bringen, d. h. mit anderen Worten, man muß den Barometerstand an dem einen Orte um so viel vermindern oder erhöhen, um wieviel er sich ändern würde, wenn dieser Ort in die gleiche Meereshöhe wie der andere versetzt würde. Als Ausgangspunkt der Rechnung wählt man allgemein das Meeresniveau und bestimmt danach für jeden Ort den Barometer-

stand, den man finden würde, wenn der Ort auf jenes Niveau erniedrigt worden wäre. Diese Rechnung heißt die Reduktion des Luftdruckes auf den Meeresspiegel.

Schwankungen des Luftdruckes.

Fast auf der ganzen Erde zeigt das Barometer täglich eine doppelte Oszillation, die der Zeit nach überall mit einer überraschenden Gleichheit eintritt, die Minima um 4 h a und 4 h p, die Maxima um 10 h a und 10 h p. Diese regelmäßige Periode stellt also gleichsam eine große atmosphärische Ebbe und Flut dar; zwei Wellenberge hohen Druckes laufen in Abständen von 180 Längengraden täglich von Ost nach West über die Erdoberfläche hin, gefolgt von den zugehörigen Wellentälern.

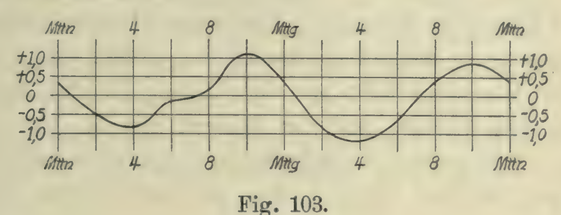


Fig. 103.

Besonders deutlich tritt die tägliche Periode des Barometers in den Tropen hervor (Fig. 103). In den mittleren Breiten wird sie durch die unperiodischen Schwankungen vielfach verwischt und infolgedessen nur zur Zeit beständigeren Wetters wahrgenommen. Die Größe der Schwankung ändert sich nach den örtlichen Verhältnissen.

Diese Luftdruckerscheinung ist zuerst von Hann gründlicher untersucht worden. Er konnte nachweisen, daß die örtlichen Änderungen der doppelten täglichen Oszillation die Folge des Hinzutretens einer zweiten nur einmaligen täglichen Barometerschwankung sind. Das Vorhandensein zweier solcher Luftdruckwellen ergab auch die auf Grund der Besselschen Formel ausgeführte Rechnung. Von beiden täglichen Oszillationen ist nun zweifellos die doppelte die normale, sie ist eine universelle Erscheinung der ganzen Erde. Das deutet darauf hin, daß ihre letzte Ursache nicht in der Atmosphäre selbst, sondern in kosmischen Vorgängen zu suchen ist.

Rykatschew hat diese atmosphärische Ebbe und Flut auf eine durch die Sonnenstrahlung bewirkte tägliche Bewegung der Luftmassen zurückführen wollen; Blanford sieht in ihr eine Folge der

täglichen Erwärmung der Luft und der dadurch bedingten Spannungen dieser; Augustin endlich bringt sie mit Änderungen der Temperaturzunahme im Laufe des Tages zusammen. Nach Thomson ist es eine durch die tägliche periodische Erwärmung der Lufthülle angeregte stehende Schwingung, bei der die doppelte Schwingung größer ausfällt als die einfache. Dieser die Allgemeinheit der Erscheinung für die gesamte Erde voll berücksichtigenden Theorie schließt sich auch Hann an; er verlegt aber den Ursprung der täglichen Oszillation in die oberen Schichten der Atmosphäre, in denen die tägliche Erwärmung durch die durchgehenden Sonnenstrahlen jene stehende Schwingung der Atmosphäre erzeugt.

Auch im Laufe eines Jahres ist der Barometerstand großen Schwankungen unterworfen. Diese sind aber nach Ort und Zeit sehr verschieden, eine allgemeine Gesetzmäßigkeit ist in der jährlichen Periode nicht immer zu erkennen. Die Beobachtungen lehren nur, daß auf den Kontinenten die Jahresschwankung größer ist als über den Meeren. Das Minimum fällt auf dem Lande in den Sommer, das Maximum in den Winter; auf den Meeren ist das Umgekehrte der Fall. Infolge der großen Veränderlichkeit der Monatmittel gestaltet sich jedoch der jährliche Gang in den einzelnen Jahren oft ganz verschieden.

In der Regel nimmt die Veränderlichkeit vom Äquator nach den Polen zu, sie ist im Winter größer als im Sommer, oft um das zwei- bis dreifache, besonders über den Kontinenten.

Neben der täglichen und jährlichen Schwankung zeigt das Barometer noch unperiodische Schwankungen, die die periodischen meist an Größe übertreffen. Auch sie haben Beziehungen zu der geographischen Lage, sie sind am Äquator gering, in den mittleren Breiten erreichen sie 50—60 mm. Ferner sind sie auf den Ozeanen im allgemeinen kleiner als auf den Kontinenten. Je größer und häufiger sie sind, um so unbeständiger ist das Wetter.

Verteilung des Luftdruckes auf der Erde.

Der Gegensatz zwischen den Luftdruckverhältnissen über Wasser und Land tritt noch deutlicher in der räumlichen Verteilung des Luftdruckes über die Erde hervor. Man veranschaulicht diese durch die von Buchan zuerst konstruierten Isobarenkarten. Die Isobaren sind Linien, welche die Orte gleichen, auf 0^0, Normalschwere und Meeres-

niveau reduzierten Luftdruckes miteinander verbinden. Da man einen Barometerstand von 760 mm als den mittleren Luftdruck im Meeresspiegel betrachtet, so scheidet die Isobare von 760 mm alle Gebiete mit einem höheren Stande von denen mit niedrigerem Luftdrucke. Die Isobaren unter 760 mm bezeichnet man auch als Meiobare, die darüber als Pleiobare.

Da der Luftdruck wesentlich von der Temperatur beeinflußt wird, so ändert sich seine geographische Verbreitung im Laufe des Jahres. Die Isobarenkarten zeigen also je nach den Jahreszeiten ein sehr verschiedenes Bild. Auf den Isobarenkarten des Januar, also des nordhemisphärischen Winters, finden wir die Hauptmaxima über den nördlichen Kontinenten, über Nordasien mit einem Stande von mehr als 780 mm und über Nordamerika mit einem solchen von 768 mm. Sie erscheinen als die Folgen der starken Erkaltung der Luftmassen über dem Lande. Weitere Maxima bestehen auf den nördlichen und südhemisphärischen Meeren unter 30°—40° westlich der Kontinente. Gebiete niedrigen Luftdruckes bemerken wir dagegen über den nördlichen Meeren — über dem nordatlantischen Ozeane mit weniger als 745 mm —, über den äquatorialen Gegenden und südlich des Gleichers in Südafrika, in Nordaustralien und im südlichen Eismeere.

Im Juli treten die Maxima auf der Nordhalbkugel über den Meeren nördlich des Wendekreises auf, während die Minima sich jetzt über den stark erhitzten Kontinenten etwa unter 30—40° Breite finden —748 über dem zentralen Asien. Auf der Südhemisphäre umschlingt die ganze Erde jetzt eine Zone hohen Luftdruckes unter dem Wendekreise. Ein Gebiet niedrigen Barometerstandes stellt das antarktische Meer und die Tropenzone dar.

Nach den Jahresisobaren fällt der hohe Luftdruck hauptsächlich auf die nördlichen Kontinente jenseits des Wendekreises und auf der südlichen Erdhälfte in die Zone zwischen 20—40°. Geringer Luftdruck zeigt sich dagegen über den äquatorialen Gebieten, über dem nordatlantischen und dem nordpazifischen Ozeane und über der ganzen Südhemisphäre von 40° an polwärts.

Von Ferrel und später von Tillo und von Heiderich ist auf Grund der Isobarenkarten auch der mittlere Luftdruck der einzelnen Breiten berechnet worden. Die folgende Tabelle enthält die von Ferrel für das Meeresniveau und für die Höhe von 2000 und 4000 m gefundenen Werte.

Breite	Meeresniveau N mm	Meeresniveau S mm	2000 m Höhe N mm	2000 m Höhe S mm	4000 m Höhe N mm	4000 m Höhe S mm
0°	758,0	758,0	***601,1***	601,1	***471,0***	471,0
10	757,9	759,1	600,9	601,6	470,7	***471,1***
20	759,2	761,7	600,9	***602,7***	469,9	471,1
30	761,7	***763,5***	600,9	602,2	468,3	469,3
40	***762,0***	760,5	598,0	597,1	463,6	463,1
50	760,7	753,2	593,0	588,0	457,0	453,7
60	758,7	743,4	587,6	577,0	451,9	443,9
70	758,6	738,0	583,6	569,9	446,6	437,2
80	760,5	—	582,0	—	445,2	—

Der mittlere Luftdruck ist zunächst am Äquator niedrig, nimmt aber dann polwärts zu, auf der nördlichen Erdhälfte bis zum 40., auf der südlichen etwa bis zum 30. Grad. Von dieser Breite ab beginnt wieder eine Abnahme, der aber nach den Polen hin eine abermalige Zunahme folgt.

Diese Luftdruckverteilung gilt nur für die unteren Schichten der Atmosphäre, für die oberen gestaltet sie sich erheblich einfacher. Berechnen wir mittels der barometrischen Höhenformel den Luftdruck für 2000 und 4000 m, so ergibt sich ein Maximum nahe am Äquator und von dort eine allmähliche Abnahme nach dem Pole, der somit in den oberen Schichten von einem Minimum eingenommen wird.

Nach den Berechnungen des mittleren Luftdruckes der einzelnen Breiten ist auf jeder Hemisphäre der auf das Meeresniveau reduzierte Barometerstand im Winter größer als im Sommer. Es muß daraus der Schluß gezogen werden, daß vom Januar zum Juli eine Verschiebung der Luftmassen von der Nord- und Südhemisphäre in der Weise erfolgt, daß immer von der Hemisphäre, die Sommer hat, eine gewisse Luftmenge nach der andern Hemisphäre abfließt. Doch stützen sich diese Berechnungen auf die reduzierten Barometerstände, die aber den wirklichen Zuständen gar nicht entsprechen. Für die nördliche Hemisphäre mit ihren ausgedehnten Hochländern erhält man dabei für den Winter einen viel zu großen Wert des Luftdruckes. Unter Berücksichtigung der mittleren Höhen des Landes in den verschiedenen Breiten fand sich nach Baschin, daß von der nördlichen Hemisphäre im Gegenteil im Winter eine Luftmasse nach der südlichen abfließt, die dort den Luftdruck steigert.

Bewegungen der Luft.

Entstehung der Winde.

Die Luft ist niemals in völliger Ruhe; infolge der steten örtlichen und zeitlichen Temperaturunterschiede wird das Gleichgewicht in der Atmosphäre ununterbrochen gestört. Ein indifferentes Gleichgewicht kann sich nur dann einstellen, wenn die vertikale Temperaturabnahme eine normale ist. Ist sie kleiner, nimmt also bei trockener Luft die Temperatur um weniger als 1^0 auf 100 m ab, so besteht ein stabiles, ist sie größer, ein labiles Gleichgewicht. Das letztere bedingt auf- und abwärtssteigende Strömungen, die um so kräftiger einsetzen, je größer die vertikale Wärmeabnahme ist.

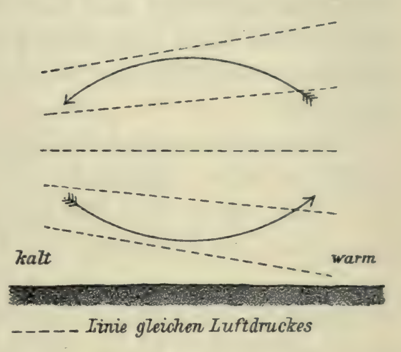


Fig. 104.

Das labile Gleichgewicht wird in der Luft erzeugt durch die Erwärmung der unteren Schichten; diese bedingt einen aufsteigenden Strom, also eine Verdünnung der unteren Luft, der eine Verdichtung der Luft in höheren Schichten folgt. Dort wird demnach auch das horizontale Gleichgewicht gestört, indem über der Stelle größerer Erwärmung die Luft über das ihrer Schwere entsprechende Niveau gehoben wird. Es entsteht nun in den höheren Schichten ein Gefälle des Niveaus gleichschwerer Luft nach allen Seiten, das ein Abfließen hervorrufen muß. Durch das Abfließen wird aber die Luft in der Umgebung vermehrt und dadurch der Druck in der ganzen Luftsäule dort erhöht. Es bildet sich somit in den unteren Schichten ein Gefälle nach der Stelle der Erwärmung hin, das eine Bewegung der Luft dorthin bewirkt. Diesen Vorgang haben wir in der beistehenden Fig. (104) nach Köppen schematisch zur Darstellung gebracht.

So rufen überall auf der Erde die Gebiete ungleicher Erwärmung Bewegungen der Luft oder Winde hervor; die Bewegungen werden durch die Wirkung der Wärme eingeleitet, dadurch werden Veränderungen der Schwere der Luft, des Luftdruckes erzeugt, und diese sind dann die eigentliche Ursache der Winde. Der Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wind ist zuerst von Ferrel erkannt und später durch die synoptischen Karten von Buys-Ballot näher begründet worden. Das Buys-

Ballotsche oder barische Windgesetz lautet: Die Luft strömt von dem Gebiete höheren Luftdruckes nach dem Gebiete niederen Luftdruckes. Das Gebiet niederen Luftdruckes bezeichnet man als Minimum, Depression oder Zyklone, das Gebiet höheren Luftdruckes als Maximum, Elevation oder Antizyklone.

Das Gefälle vom höheren zum niederen Luftdrucke wird gemessen nach mm, bezogen auf eine Längeneinheit, als welche die Länge eines Äquatorgrades, also 111 km, angenommen wird. Dieser Wert ist der barische Gradient. Die Größe der Bewegung hängt im allgemeinen von der Größe des Gradienten ab. Sie wird entweder mittels Anemometer nach Art der Stromgeschwindigkeitsmessung in Flüssen direkt bestimmt oder nach ihrer Stärke auf Grund einer von Beaufort aufgestellten Skala geschätzt. Die Richtung der Strömung wird durch eine Reihe von Faktoren von der des Gradienten mehr oder weniger abgelenkt.

Als ablenkende Kraft tritt in erster Linie die Rotation der Erde auf (S. 16). Durch die Drehung der Erde um ihre Achse erhält jedes Teilchen an ihrer Oberfläche eine bestimmte Geschwindigkeit, die proportional der Entfernung von der Erdachse polwärts abnimmt. Erhält das Teilchen noch eine eigene Geschwindigkeit, so bleibt es nicht im Geichgewichte mit seiner Umgebung, sondern wird dieser vorauseilen oder nachfolgen. Nun ist aber die Erde selbst eine Gleichgewichtsfigur, die entstanden ist durch die Wirkung der Rotation, auf ihr sind also alle Teilchen genau ihrer Geschwindigheit entsprechend angeordnet. Würde die Erde plötzlich stillstehen, so würden infolge der Anschwellung an dem Äquator und der Abplattung an den Polen alle beweglichen Teile nach den Polen abfließen, bis wieder Gleichgewicht eingetreten wäre, was der Fall sein müßte, sowie die Kugelgestalt erreicht wäre. Für ein selbständig sich bewegendes Teilchen ist aber die Erde relativ in Ruhelage, es erhält durch die eigene Bewegung entweder eine größere Geschwindigkeit, dann wird es dem Äquator zustreben, oder eine geringere Geschwindigkeit, dann wird es dem Gefälle nach dem Pole folgen.

Übertragen wir diese Schlußfolgerungen auf die Luft, so finden wir, da die Erdrotation von West nach Ost gerichtet ist, daß jede Luftströmung mit einer nach Osten gerichteten Komponente der Erdrotation vorauseilen muß, also eine größere Geschwindigkeit besitzt; sie wird demnach nach dem Äquator hin, das ist auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links, abfließen. Die Luft, die dagegen mit

einer ost-westlichen Komponente behaftet ist, bleibt hinter der Rotationsgeschwindigkeit zurück, sie bewegt sich langsamer, mithin wird sie polwärts abschwenken, also ebenfalls auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links. Die Ablenkung tritt auch ein bei der nordsüdlichen Bewegung in der Richtung des Meridians; denn dann werden die Luftteilchen in Gebiete anderer Rotationsgeschwindigkeit geführt; sie eilen also in der Richtung nach den Polen dieser nach Osten voraus, in der Richtung zum Äquator bleiben sie nach Westen hinter ihr zurück; in beiden Fällen erhalten die Luftteilchen wieder eine eigene Geschwindigkeit, die nach den obigen Ausführungen eine Ablenkung durch die Rotation bedingt.

Die Ablenkung durch die Drehung der Erde ist ziemlich bedeutend, da bei einer polwärts gerichteten Bewegung sich die Luftteilchen der Erdachse nähern und nun nach dem Prinzip der Erhaltung der Flächen ihre Rotationsgeschwindigkeit zunehmen muß, und zwar verhalten sich die Geschwindigkeiten umgekehrt wie die Radien der zugehörigen Parallelkreise. Ist C_0 die Geschwindigkeit am Äquator, $C\varphi$ die des Luftteilchens versetzt in die Breite φ, so verhält sich

$$C\varphi : C_0 = R : R\cos\varphi \text{ und es ist}$$
$$C\varphi = C_0 : \cos\varphi.$$

Für 30^0 erhalten wir $C\varphi = 465 : \cos 30 = 537$ m. Da nun die Rotationsgeschwindigkeit unter 30^0 nur $465 \cos 30 = 403$ m beträgt, so eilt das Luftteilchen mit einer Geschwindigkeit von 134 m pro Sekunde voraus. Die Ablenkung kommt aber nicht immer zur freien Entfaltung, sondern wird durch andere Faktoren zum Teil aufgehoben.

Ein solcher Faktor ist die Reibung der Luft an der Erdoberfläche. Je größer die Reibung ist, um so kleiner wird die Geschwindigkeit. Wird aber die Geschwindigkeit der Luftbewegung vermindert, so nimmt auch die ablenkende Kraft der Erdrotation ab.

Infolge der Ablenkung strömt die Luft nicht in der Richtung des Gradienten dem Orte des geringsten Luftdruckes zu, sondern sie umkreist diesen spiralförmig, bildet um ihn einen Wirbel. Der Mittelpunkt der Krümmung der Luftbahnen befindet sich dabei links der Bewegungsrichtung, es ist also eine zyklonale Krümmung, weshalb die Gebiete niederen Luftdruckes auch als Zyklonen bezeichnet werden. Von dem Gebiete höheren Luftdruckes fließen die Luftmassen nach allen Seiten ab, sie bewegen sich dabei in Bahnen, deren Krümmungsmittelpunkt rechts liegt, mithin auf antizyklonalen Bahnen, worauf sich der Name Antizyklone gründet.

Bei der Bewegung der Luft in einer Zyklone, die ein Umkreisen des Zentrums darstellt, erhalten die Luftteilchen einen neuen Antrieb, nach außen abzufließen. Diese Fliehkraft wirkt in demselben Sinne wie die ablenkende Kraft der Rotation, sie erhöht also jene. In der Antizyklone ist die Fliehkraft aber ihr entgegen gerichtet, hier wird die Ablenkung somit durch sie vermindert. Die Art der Bewegung der Luft von dem Gebiete hohen zu dem Gebiete niederen Luftdruckes auf der Nordhemisphäre veranschaulicht die beistehende Figur (105). Ihr Spiegelbild gibt die entsprechende Luftbewegung auf der Südhemisphäre.

Dem barischen Windgesetze können wir folgenden leicht merkbaren Wortlaut geben: „Auf der Nordhemisphäre weht der Wind so, daß, wenn wir dem Winde den Rücken kehren, die linke etwas nach vorn erhobene

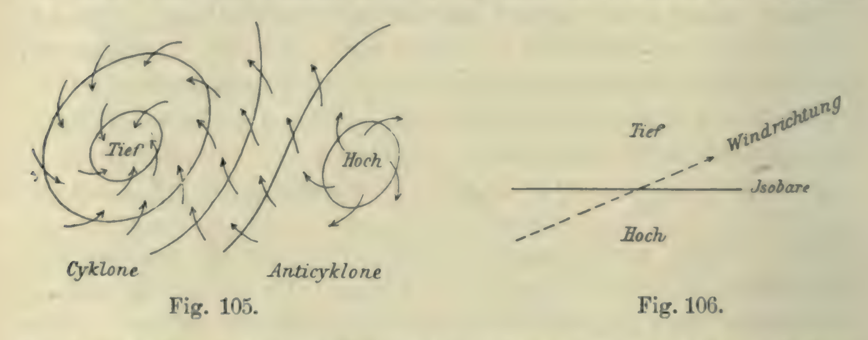


Fig. 105. Fig. 106.

Hand nach dem Gebiete niederen, die rechte etwas nach hinten erhobene Hand nach dem Gebiete hohen Luftdruckes weist" (Fig. 106). Für die Südhemisphäre ist nur links und rechts zu vertauschen.

Die Entstehung der Zyklonen führte man früher allgemein auf eine Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes durch lokale Erwärmung zurück. Die Erwärmung bewirkt einen aufsteigenden Luftstrom, der oben ein Gefälle nach außen, unten ein solches nach innen hervorruft. In der aufsteigenden Luft kommt es infolge der Abkühlung zur Kondensation des Wasserdampfes. Die dadurch frei werdende Wärme fördert noch weiter den Auftrieb. Dieser Auffassung widerspricht aber die Tatsache, daß sich in der gemäßigten Zone gerade in der kalten Jahreszeit am häufigsten Depressionen bilden. Die barometrischen Minima faßt man deshalb jetzt als Begleiterscheinungen der großen atmosphärischen Strömungen, als dynamische Vorgänge auf. Als Ursache zyklonaler Luftbewegung gelten vor allem Temperaturunterschiede benachbarter Luftschichten sowie auch Störungen in der Geschwindigkeit der oberen Luftströ-

mungen. Nach Bigelow's Untersuchungen in den Vereinigten Staaten ist der Beginn einer Depression zuerst in der höheren Atmosphäre, etwa in 2500—3000 m Höhe, wahrnehmbar. Für die tropischen Zyklonen dürfte dagegen die obige thermische Erklärung im allgemeinen zutreffen.

Auch die Antizyklonen teilt man in solche thermischen — Anhäufung kalter Luft, — und solche dynamischen Ursprungs — Stauung der Luft über warmen Gegenden.

Literatur:
A. Supan, Statistik der unteren Luftströmungen. — Leipzig, 1881.
A. Sprung, Lehrbuch der Meteorologie. — Hamburg. 1885.

Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.

Die verschiedene Erwärmung der Erde und die dadurch bewirkten Ungleichheiten des Luftdruckes verursachen in der gesamten Atmosphäre Bewegungen, die man als die allgemeine Zirkulation bezeichnet.

In den äquatorialen Gebieten, wo die Erde unter der starken Insolation die größte Erwärmung erfährt, besteht das ganze Jahr hindurch ein aufsteigender Luftstrom, der an der Erdoberfläche selbst sich nur durch eine konstante Windstille bemerkbar macht. Die wärmsten Gebiete der Erde stellen daher eine Zone der Windstillen oder der Kalmen dar. Die aufsteigende Bewegung schafft in den oberen Schichten einen Überfluß von Luft, erhöht also dort den Luftdruck gegenüber dem der Umgebung in gleichem Niveau. Die Luft fließt infolgedessen oben polwärts ab und vermehrt damit den Druck der Luft zu beiden Seiten der Kalmenzone; es entsteht hier ein Gefälle nach dem Äquator, das eine dorthin gerichtete Strömung erzeugt. Es fließt aber nur ein Teil der in den höheren Schichten polwärts strömenden Luft wieder in den unteren Regionen zurück. Ein Teil bewegt sich weiter dem Pole zu. Dieser Luftstrom wird durch die Rotation bereits so sehr abgelenkt, daß er ganz in einen westöstlich gerichteten Strom übergeht und nun als Westwind den Pol in einem großen Wirbel umkreist.

Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre hat bereits Dove in ihren großen Zügen erkannt. Ferrel hat sie dann auf die Gesetze der Luftbewegung zurückgeführt und die Natur der Luftbewegung als zwei große die beiden Hemisphären umfassende Wirbel festgestellt. Zur Veranschaulichung dieser großen Bewegungen der Luftmassen über der Erde mögen die beigefügten Zeichnungen dienen (Fig. 107 u. 108), von denen

uns die eine (107) die Zirkulation von Pol zu Pol, die andere (108) die Wirbel um den Pol zeigt.

Eine Erklärung für die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre hat Werner von Siemens unter Anwendung des Prinzipes von der Erhaltung der Kraft zu geben versucht. Durch die verschiedene Erwärmung der Luft in den einzelnen Zonen der Erde entstehen Strömungen, welche die Luftmengen verschiedener Rotationsgeschwindigkeit vermischen, so daß die gesamte Atmosphäre eine mittlere Rotations-

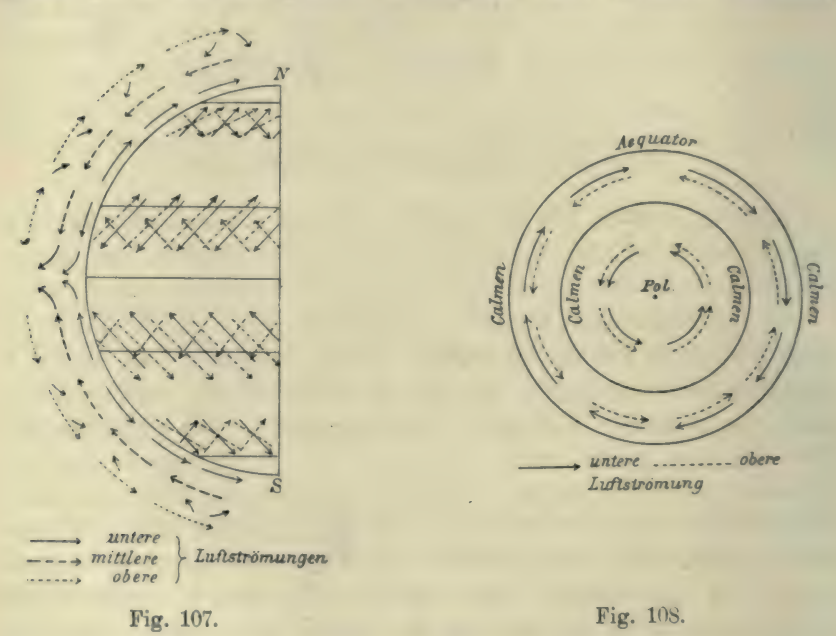


Fig. 107. Fig. 108.

geschwindigkeit erhält, die derjenigen unter 35° etwa gleichkommt. Nach dem Äquator hin hat also die Atmosphäre eine geringere Geschwindigkeit als die Erde, sie bleibt somit hinter dieser zurück, es entstehen ostwestliche Winde. Von 35° an polwärts ist die Geschwindigkeit dagegen größer, die Luft eilt voraus und erscheint als westöstliche Strömung.

Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre kommt in den kartographischen Darstellungen der Verteilung des Luftdruckes und der vorherrschenden Winde deutlich zum Ausdruck. In der Umgebung des Äquators haben wir geringeren Luftdruck, wie er der aufsteigenden Bewegung der Luft entspricht, und Windstillen. Der Lage nach fällt allerdings der wirkliche Kalmengürtel nicht genau mit dem Äquator zusammen, er liegt fast das ganze Jahr hindurch nördlich des Gleichers.

Nördlich und südlich davon wehen zum Äquator gerichtete Winde. Durch die Wirkung der Erdrotation sind diese nach Westen abgelenkt, so daß wir auf der Nordhemisphäre einen Nordost-, auf der Südhemisphäre einen Südostwind haben. Diese in einzelnen Gegenden das ganze Jahr hindurch regelmäßig wehenden Lufströmungen sind die Passatwinde. Über ihnen wehen in der Höhe die Antipassate als Südwest nördlich und als Nordwest südlich des Äquators. Das Vorhandensein der oberen Luftströmungen ist erwiesen durch den Zug der höheren Wolken und des Rauches aus den Vulkanen. Die Bewegungsrichtung der Aschenwolken des 1883 erfolgten Krakatau-Ausbruches sowie der höchsten Cirruswolken hat ferner auch über dem Kalmengürtel in den höheren Luftschichten eine beständige Luftströmung angedeutet, die von Osten nach Westen, also entspechend der Siemens'schen Theorie, zieht.

Die Passate treten scharf ausgeprägt nur auf den Meeren auf; über dem Lande werden sie durch die Reibung an der Erdoberfläche und durch thermische Störungen vielfach abgelenkt.

Die Grenzen der äquatorialen Kalmenzone und des Passatgebietes geben folgende Zahlen:

	Januar		Juli	
	Atlant. O.	Stiller O.	Atlant. O.	Stiller O.
Nordostpassat	22°—5° n. Br.	25°—5° n. Br.	32°—11° n. Br.	30°—10° n. Br.
Windstilleng.	5°—1° n. Br.	5°-3° n. Br.	11°—3° n. Br.	10°—7° n. Br.
Südostpassat	1° n.—30° s. Br.	3° n.-28° s. Br.	3° n.—26° s. Br.	7°—20° s. Br.

Die Passatzone wird polwärts begrenzt durch die sogenannten Rossbreiten*), d. s. Windstillen-Gebiete infolge vorwiegend absteigender Luftströmungen und zugleich Zonen hohen Luftdruckes.

Jenseits der Rossbreiten herrschen die Westwinde, hervorgebracht durch die ablenkende Kraft der Erdrotation. Diese verhindert in den höheren Breiten das Ausgleichen vorhandener Luftdruckunterschiede, weil sie die Luft von dem Zentrum des Minimums wegführt; infolgedessen bleiben hier die Auflockerungen der Luft beständiger, und in ihnen entwickeln sich immer von neuem Depressionen, die in der Richtung des stärksten Windes, also vorwiegend in westöstlicher Richtung wandern.

---

*) Als Roßbreiten bezeichnet der Seemann eigentlich nur die Windstillenzone auf der Nordhemisphäre. Man hat aber den Namen auf alle Windstillengebiete an der polaren Grenze der Passatzonen übertragen. „Roßbreiten" oder „horse latitudes" sollen die Windstillengebiete von den englischen Seeleuten genannt worden sein, weil mit Pferden beladene Segelschiffe in dieser Region oft so lange aufgehalten wurden, daß aus Mangel an Wasser schließlich ein Teil der Pferde über Bord geworfen werden mußte.

Die westöstliche Luftströmung finden wir in allen Schichten der Atmosphäre, aber sie hat nach Ferrel in den unteren und oberen Schichten deutlich eine polwärts gerichtete Komponente. Die durch diese dem Pol zugeführten Luftmassen werden nach der Ferrel'schen Theorie, die durch Ballonfahrten vielfach eine Bestätigung gefunden hat, in den mittleren Höhen der Atmosphäre wieder zu den niederen Breiten in Strömungen mit einer zum Äquator gerichteten Komponente zurückgebracht.

Der Annahme eines großen zirkumpolaren Wirbels jenseits der Rossbreiten entspricht nicht ganz die Verteilung des Luftdrucks. Danach müßte dieser bis zum Pole abnehmen. Statt dessen finden wir nur eine subpolare Zone niederen Luftdrucks, von der aus der Luftdruck im Polargebiet wieder ansteigt. Supan sieht darin eine Wirkung der thermischen Verhältnisse.

Jahreszeitliche und tägliche Winde.

Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre erfährt durch die verschiedene Verteilung von Wasser und Land auf der Erde in allen Zonen Störungen, die ihr Vorhandensein zuweilen völlig verdecken. In den Tropen sind es die Monsune oder Jahreszeitenwinde. Sie entstehen durch das verschiedene thermische Verhalten von Wasser und Land. Im Sommer bedingt die stärkere Erwärmung der Luft über dem Lande ein Aufsteigen dieser, dadurch werden die Schichten in den oberen Regionen gehoben, es bildet sich ein Gefälle nach außen, dem die Luftmassen folgen; sie fließen also in der Höhe zum Meere hin ab und häufen über diesem Luft auf, was sich in einer Zunahme des Luftdruckes in den unteren Schichten geltend macht. Da gleichzeitig über dem Lande eine Auflockerung besteht, so muß sich eine Luftströmung vom Meere zum Lande an der Erdoberfläche entwickeln. Es vollzieht sich hier derselbe Kreislauf, der über dem Äquator die große atmosphärische Zirkulation einleitet.

Im Winter haben wir über dem Lande eine stärkere Abkühlung. Die Luftschichten senken sich infolgedessen, und es entsteht in der Höhe ein Gefälle vom Meere zum Lande, auf dem die Luft sich bewegt. Die starke Abkühlung und das Zufließen von Luft in der Höhe bewirken eine Zunahme des Luftdruckes über dem Lande in den unteren Schichten, also einen zum Meere gerichteten Gradienten, dem die Luft folgt.

Der Sommermonsun ist demnach ein Seewind, der vom Meere zum Lande, der Wintermonsun dagegen ein Landwind, der vom Lande zum Meere weht. In der warmen Jahreszeit ist die Bewegung der Luft eine zyklonale, in der kalten eine antizyklonale. Solche Monsune treffen wir in der vollkommensten Form in Süd- und Südostasien, ferner in Nordaustralien, im Norden des mexikanischen Golfes und an einzelnen Küsten Afrikas.

Die gleiche Einwirkung auf die Luftbewegung übt auch der Wechsel der Erwärmung zwischen Wasser uud Land innerhalb eines Tages aus. Es entstehen dadurch an den Küsten die täglichen Land- und Seewinde. Der Seewind oder die Seebrise setzt vormittags gegen 10 h ein und flaut abends gegen 6 h wieder ab. Bald nach Sonnenuntergang beginnt dann der Landwind, der bis zum Morgen anhält.

Ähnliche periodische Tageswinde treten im Gebirge als Berg- und Talwinde auf. Der Talwind, der von unten nach oben weht, ist der Tageswind. Er wird verursacht durch die stärkere Erwärmung der Luft im Tale. Diese bedingt ein Aufsteigen der Luft. In der Höhe fließt die überschüssige Luft dann nach den Talwänden hin ab (Fig. 109), die ebenfalls bereits erwärmt sind und der Luft einen Auftrieb gegeben haben; dieser wird durch die zufließende Luft vermehrt und es beginnt eine Bewegung aufwärts, der Talwind. In der Nacht fließt die Bergluft, die infolge der starken Ausstrahlung sich schnell abkühlt und dadurch schwerer wird, an den Talwänden hinab, es weht der Bergwind abwärts.

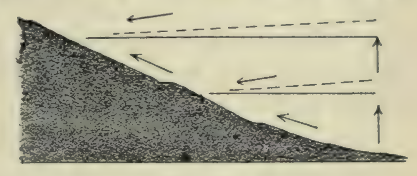


Fig. 109.

Die tägliche Periode der Temperatur macht sich überhaupt vielfach in einer entsprechenden Periode der Luftbewegung geltend. Auf dem Lande beobachten wir eine Zunahme der Windstärke im Laufe des Vormittags, wenigstens in den unteren Schichten. Man führt diese auf die Steigerung der vertikalen Strömungen in der Atmosphäre zurück, durch die Luftschichten aus höheren Regionen, welche infolge des Fehlens einer Reibung an der Erdoberfläche eine größere Geschwindigkeit besitzen, in tiefere Schichten übergeführt werden. Es vereinigt sich mit der Zunahme der Windstärke gewöhnlich auch eine kleine Änderung der Richtung, die ebenfalls aus der Höhe in die Tiefe versetzt sein dürfte, da dort die Ablenkung durch die Erdrotation tatsächlich weit größer ist.

Lokale Winde.

Derartige Bewegungen der Luft sind im allgemeinen mehr oder weniger lokale, d. h. sie sind in ihrem Auftreten an bestimmte lokale Verhältnisse gebunden. Andere lokale Winde sind die sogenannten Fallwinde, die in einzelnen Gebieten der Erde charakteristisch das Klima beeinflussen. Wir finden sie im Bereiche der Gebirge und deren Vorlande. Die Erklärung ihrer Entstehung hat uns Hann gegeben. Nach seiner Theorie ist die Ursache des Fallens der Luft ein Luftdruckunterschied vor und über dem Gebirge oder zu beiden Seiten. Die Luft fällt von dem Gebiete höheren Druckes nach dem niederen Druckes. Bei dem Absinken erwärmt sie sich entsprechend dem oben erwähnten thermodynamischen Gesetze. Ist die ursprüngliche Temperatur verhältnismäßig hoch, so wird der Wind als warm, ist sie sehr niedrig, als kalt in der Tiefe empfunden.

Zu den warmen Fallwinden gehört der Föhn der Alpen, der namentlich in den nördlichen Alpentälern auftritt, dort hervorgerufen durch eine vorüberziehende Depression, die den nach Norden geöffneten Tälern Luft entzieht und dadurch einen steil ansteigenden Gradienten nach dem Gebiete südlich erzeugt.

Ein Beispiel eines kalten Fallwindes haben wir in der Bora der nördlichen Adria. Sie sucht die dalmatinisch-istrische Küste vornehmlich im Winter heim. Die Bedingung für ihre Entstehung ist gegeben, wenn über der warmen Adria eine Depression lagert und gleichzeitig über dem ungarischen Binnenlande sich infolge winterlicher Erkaltung schwere Luft angesammelt hat. Die kalte Luft bleibt trotz ihrer dynamischen Erwärmung bei dem Falle relativ kalt. Ein kalter Fallwind ist weiter auch der Mistral an der französischen Mittelmeerküste, der ebenfalls vorwiegend im Winter auftritt.

Nach neueren Untersuchungen Billwiller's können Fallwinde auch dann schon entstehen, wenn nur auf der einen Seite des Gebirges eine Zunahme des Luftdruckes eintritt. Das Vorhandensein einer Depression auf der anderen Seite ist also nicht unbedingt erforderlich.

Zu den lokalen Winden sind weiter auch die trocken-heißen Winde der subtropischen Gebiete zu rechnen: der Chamsin in Ägypten, der Samum in Arabien, der Harmattan an der Oberguineaküste, der Pampero in den Pampas, die Winde im Gangestal und in Südaustralien und schließlich ein oft als Scirocco bezeichneter trockener Südwind der europäischen Mittelmeerländer. Der wahre Scirocco ist

ebenfalls ein Lokalwind; er ist aber ein warmfeuchter Wind, dessen Wiege nicht in Nordafrika, sondern im südlichen Mittelmeere liegt. Er tritt auf der Südseite ausgedehnter Depressionen auf und wird auch in Nordafrika beobachtet.

Kalte oder wenigstens kühle Winde lokaler Natur stellen die Nortes am Golf von Mexiko, die Northers in Texas und die Burane der russischen und zentralasiatischen Steppen dar. Die letzteren sind aber nur im Winter kalt, im Sommer gleichen sie den heißen Winden der Subtropen.

Stürme und Gewitter.

Viele der lokalen Winde wehen mit großer Heftigkeit als Stürme. Die stärksten Stürme treten im allgemeinen als Wirbelwinde, als Zyklonen, auf. Sie werden verursacht durch eine größere Luftauflockerung über einem beschränkten Gebiete infolge starker lokaler Erwärmung oder irgendeiner anderen Gleichgewichtsstörung. Am heftigsten treten sie in den Tropen auf, wo wegen der geringeren ablenkenden Kraft der Erdrotation schon bei kleinem Gradienten eine starke Luftbewegung eintritt. Die Wirbel haben vielfach nur einen kleinen Bereich von 100—500 km Durchmesser und schreiten meist mit großer Geschwindigkeit vorwärts auf einer parabelförmig gekrümmten Bahn.

Die bekanntesten und verheerendsten Stürme oder Orkane in den Tropen sind die Hurricans Westindiens, die Mauritiusorkane des Indischen Ozeans und die Taifune in den chinesischen Gewässern.

In den gemäßigten Zonen sind im allgemeinen die Stürme weniger heftig. Die stärkere Kraft der Erdrotation bedingt für die gleiche Windstärke einen weit steileren Gradienten. Meist treten hier die Wirbelstürme als Teilbildungen größerer Zyklonen auf. Oft haben diese Teilminima nur eine sehr geringe Ausdehnung, sie bilden dann sogenannte Windhosen, Tromben usw.. Heftige Wirbelstürme, entstanden am Rande größerer Zyklonen, sind auch die Tornados Nordamerikas.

Die Bewegung der Luft erfolgt nicht immer gleichmäßig, vielmehr wechselt die Geschwindigkeit in zeitlich sehr verschiedenen Intervallen ununterbrochen. Meist sind die einzelnen Luftstöße nur sehr schwach, zuweilen treten sie aber auch als heftige Windstöße, als sogenannte Böen auf. Die sturmartigen Böen sind zurückzuführen auf ein plötzliches Herabsteigen von schneller bewegten Luftmassen aus der Höhe.

Durch eine lokale Gleichgewichtsstörung, namentlich der unteren

Luftschichten infolge starker Erwärmung oder irgendeiner Luftauflockerung entstehen auch die Gewitter. Man unterscheidet Wärme- und Wirbelgewitter; die ersteren treten bei starker Erwärmung auf, z. B. in den Tropen zur Zeit der höchsten Temperatur am Tage oder in den mittleren Breiten im Sommer an heißen Tagen. Nach den Beobachtungen in Ballons sind es ebenfalls Wirbelerscheinungen, die durch einen aufsteigenden Luftstrom veranlaßt sind. Die eigentlichen Wirbelgewitter erscheinen im Gefolge größerer Depressionen als Teilminima. Die Isobaren bilden dann auf der Vorderseite der Zyklone kleine Ausbuchtungen, die man treffend als Gewitternasen bezeichnet.

Hat sich an irgendeinem Orte ein Gewitter entwickelt, so breitet es sich schnell bandförmig aus und bildet eine Gewitterfront, die rasch, in Mitteleuropa meist in westöstlicher Richtung, fortschreitet. Das Fortschreiten ist als eine stete Erneuerung der das Gewitter ausmachenden atmosphärischen Vorgänge zu denken. Veränderungen in der Beschaffenheit des Bodens rufen daher auch Störungen in der Bewegung der Gewitterfront hervor. Gebirge ziehen nach Börnstein die Gewitter an, Flüsse und Seen halten sie auf und bringen sie zuweilen ganz zur Auflösung.

Der Wasserdampf in der Atmosphäre.

Der Wasserdampf der Luft bildet keine selbständige Atmosphäre, da die Luft eine solche Ausbreitung des Dampfes behindert und außerdem die häufigen Änderungen des Aggregatzustandes des Wassers sie unmöglich machen.

Die Menge des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes wird gemessen nach dem Gewichte des in der Volumeneinheit vorhandenen Wassers oder nach dem Drucke, den der Dampf nach allen Seiten ausübt; das Gewicht wird angegeben nach Gramm in einem Kubikmeter, der Dampfdruck durch die Höhe einer Quecksilbersäule in Millimetern, welche diesem, d. i. der Spannkraft des Dampfes, das Gleichgewicht hält. Da der Druck dem Gewichte proportional sich ändert, so stimmen im metrischen Systeme zufällig die beiden Maßzahlen nahezu überein, so daß man ohne erheblichen Fehler das eine für das andere setzen kann.

Die Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Luft geschieht entweder unmittelbar durch Wägung oder mittelbar durch hiernach tarierte

Instrumente. Als solche dienen zunächst die Hygrometer. Ihre Konstruktion beruht einmal auf der Einwirkung der Feuchtigkeit auf tierische, entfettete Haare. Je nach der Feuchtigkeit dehnen sich die Haare aus oder ziehen sich zusammen. Hierzu gehören die Haarhygrometer von Saussure und von Koppe. Sodann gründet sie sich auf die Ermittelung des Taupunktes, wie bei dem Kondensationshygrometer nach Regnault. Weiter benutzt man dazu die Psychrometer, bei denen die Luftfeuchtigkeit mittelbar aus der Intensität der Verdunstung einer der Luft ausgesetzten Wassermenge abgeleitet wird. Das Psychrometer von August besteht aus zwei Thermometern; bei dem einen ist die Quecksilberkugel mit einem befeuchteten Stoffe umwickelt. Die Intensität der Verdunstung ergibt sich aus der Psychrometerdifferenz, das ist der Unterschied der Lufttemperatur an dem trockenen und an dem befeuchteten Thermometer, der durch die Abkühlung infolge der Verdunstung des Wassers auf dem umwickelten Stoffe verursacht wird. Diese ist in ihrem Betrage proportional der Intensität der Verdampfung des Wassers.

Die Feuchtigkeit der Atmosphäre entstammt dem Meere und dem Wasser, das überall auf der Erde verbreitet ist. Seine Verdampfung vollzieht sich bei jeder Temperatur. Sie ist in ihrem Betrage abhängig von der Höhe der Temperatur, dem Luftdrucke, der Bewegung der Luft und der schon in dieser vorhandenen Feuchtigkeit. Auf Grund solcher Tatsachen hat man die Größe der Verdunstung durch Formeln, welche alle diese Faktoren berücksichtigen, zu berechnen versucht. Die ursprünglich von Dalton aufgestellte, von Weilenmann dann verbesserte Formel ist später von Stelling vereinfacht worden. Sie lautet:

$$v = A\,(e_1 - e) + B\,(e_1 - e)\,w,$$

wo A und B empirisch zu ermittelnde Konstanten sind, w die Windstärke, e die vorhandene Feuchtigkeit und e_1 die mögliche Dampfspannung bei der Temperatur des verdampfenden Wassers bedeutet. Annähernde Werte erhält man nach Ule mit Hilfe der Formel:

$$v = A\,(t - t_1)\,w,$$

wo $t - t_1$ die Psychrometerdifferenz darstellt. Auch G. Schwalbe fand, daß sich aus der Psychrometerdifferenz der jährliche Gang der Verdunstung ableiten läßt. Die Konstanten in obigen Formeln werden unmittelbar mit Verdunstungsmessern oder Evaporimetern auch Atmometer genannt, bestimmt. Das Evaporimeter von Wild ist eine Wage, auf der einfach das Gewicht des durch die Verdunstung bewirkten Wasserverlustes gemessen wird. Das Evaporimeter von Piche stellt eine Röhre dar, die unten durch ein poröses Papier verschlossen

ist und in der die Verdunstung eine Erniedrigung der ursprünglich darin enthaltenen Wassermenge bewirkt.

Zur Ermittelung der Verdunstungsmengen auf größeren Landflächen hat man auch das Verhältnis der Abflußmengen in einem Flusse zu der Niederschlagsmenge in dem zugehörigen Stromgebiet berechnet. Der Unterschied zwischen Niederschlag und Abfluß soll die Verdunstung ergeben. Es ist aber noch nicht allgemein anerkannt, daß der Verlust an Niederschlagsmenge wirklich als ein Maß der Verdunstung gelten darf.

Ein bestimmtes Luftquantum vermag nur eine bestimmte Menge von Wasser in Dampfform in sich aufzunehmen. Die Menge hängt von der Temperatur ab; die Aufnahmefähigkeit wächst mit zunehmender Wärme. Ist die Luft nicht mit Feuchtigkeit gesättigt, so nähert sie sich bei eintretender Abkühlung dem Zustande der Sättigung; ist dieser erreicht, so kommt es bei weiterer Abkühlung zur Kondensation des Dampfes, zur Taubildung. Die Temperatur, bei welcher das geschieht, nennt man den Taupunkt.

Den Feuchtigkeitszustand der Luft drückt man entweder nach seinem wirklichen Betrage als absolute Feuchtigkeit (e) aus, oder man gibt ihn an in Prozenten der bei der jeweiligen Temperatur möglichen Wasserdampfmenge (m) als relative Feuchtigkeit $\left(\frac{e}{m}\,100\right)$. In neuerer Zeit hat man auch noch den Unterschied zwischen der absoluten und der möglichen Dampfmenge als Sättigungsdefizit ($m - e$) in die klimatischen Betrachtungen eingeführt.

Die Feuchtigkeit der Luft ist einer täglichen und jährlichen Periode unterworfen, die sich im wesentlichen derjenigen der Temperatur anlehnt. Da die relative Feuchtigkeit bei zunehmender Wärme, aber bleibendem Wassergehalte sich vermindern muß, so zeigt diese im Laufe des Tages notwendigerweise den umgekehrten Gang wie die Temperatur; das Minimum fällt auf Mittag, das Maximum im allgemeinen auf den Morgen. Die absolute Feuchtigkeit erreicht über dem Lande etwas vor Mittag und gegen Abend ihren höchsten Betrag; das Minimum tritt um Mittag ein, gleichzeitig mit dem stärksten aufsteigenden Luftstrome, der die vorhandene Dampfmenge in höhere Schichten entführt. Über den Meeren beobachten wir das Maximum um Mittag, es tritt zur Zeit der höchsten Erwärmung ein, mit der auch die größte Verdunstung des Wassers verbunden ist.

In der jährlichen Periode schmiegt sich die absolute Feuchtigkeit in etwas abgeschwächter Form der Temperatur an, die relative Feuchtigkeit zeigt dagegen während des Jahres einen sehr unregelmäßigen, von den örtlichen Verhältnissen abhängigen Gang.

Mit der vertikalen Entfernung vom Erdboden nimmt der Wassergehalt rasch ab. Die absolute Feuchtigkeit ist in der Höhe sehr gering, schon deshalb, weil in den oberen Schichten die schnelle Verminderung der Wärme eine größere Dampfaufnahme unmöglich macht. Die Abnahme der absoluten Feuchtigkeit mit der Höhe erfolgt rascher, als es in einer freien Wasserdampfatmosphäre der Fall sein würde. Als eine solche haben wir auch die Feuchtigkeit in der Luft tatsächlich nicht zu betrachten.

Die vertikale Änderung der relativen Feuchtigkeit ist nach den bisherigen Beobachtungen an Höhenstationen wie bei Ballonfahrten sehr unregelmäßig; sie wird fortwährend geändert durch vertikale Luftbewegungen, die auch Änderungen der Temperatur bedingen. Im allgemeinen gilt der Satz, daß die relative Feuchtigkeit mit der Höhe zunimmt, wenn die Wärmeabnahme groß ist. Am Tage und im Sommer wächst daher die relative Feuchtigkeit nach oben, in der Nacht und im Winter vermindert sie sich dagegen mit der Höhe meist. Auf den Bergen ist auch der jährliche und der tägliche Gang ein anderer als in der Niederung; dort ist die Luft am Morgen und in der kalten Jahreszeit gewöhnlich relativ trockener als im Sommer und am Abend, also gerade umgekehrt wie in der Niederung.

Auch in der geographischen Verteilung zeigt die relative Feuchtigkeit große Veränderlichkeit. In der Regel ist sie auf den Meeren am größten, über dem Innern der Festländer am kleinsten; aber dieses Gesetz erfährt in allen Breiten je nach den übrigen klimatischen Verhältnissen fortwährend Abänderungen. Die absolute Feuchtigkeit ist dagegen gleichmäßiger über die Erde verbreitet. Wir haben das Maximum in den Tropen, das Minimum in den Polargebieten, von dem einen zum anderen Gebiete findet ein allmählicher Übergang statt. Daher herrscht in der Luft über den Wüstengebieten immer noch ein ziemlich hoher Wasserdampfgehalt, der etwa der der mittleren gemäßigten Zone gleich kommt. Unter der gleichen Breite herrscht dort die größere absolute Feuchtigkeit, wo der Untergrund die größere Feuchtigkeit besitzt, also auf den Meeren.

Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes.

Sinkt die Temperatur der Luft unter den Taupunkt, so kommt es zur Kondensation des Wasserdampfes, zur Verdichtung des gasförmigen Wassers zu flüssigem. Die Möglichkeit einer solchen Kondensation ist jedoch nur dann gegeben, wenn ein fester Gegenstand vorhanden ist, an dem sich das Kondensationsprodukt ansetzen kann. Als solcher dienen entweder der Erdboden oder in der freien Luft die unendlich vielen kleinen und kleinsten Staubteilchen. Nach Aitken's Untersuchungen ist die Bildung von Wassertröpfchen in der Luft ohne diese Kondensationszentra unmöglich.

Kondensation am Boden.

Bei der Kondensation am Boden entsteht der Tau oder bei einer Temperatur unter 0° der Reif. Für die Taubildung sind alle Umstände, welche eine starke Abkühlung des Bodens an der Oberfläche bedingen, günstig; dazu gehören ruhige Luft, rauhe Oberfläche, welche die Ausstrahlung beschleunigt, und schlechte Wärmeleitung, die einen Ersatz des Wärmeverlustes aus dem Boden erschwert.

Von dem Taue, der Bildung des Niederschlages infolge starker Abkühlung, ist der sogenannte Rauhfrost oder Rauhreif zu unterscheiden. Dieser stellt den Niederschlag von Nebeltröpfchen an kalten Gegenständen dar. Seiner Bildung ist gute Wärmeleitung dieser gerade günstig, weil dadurch eine oberflächliche Erwärmung verhindert wird. Zu den Eisniederschlägen solcher Art ist das Glatteis zu rechnen. Eine weitere Art von Eisanhang beobachten wir auf den Gebirgen (Brocken, Schneekoppe) bei Temperaturen unter 0°, wenn in der Luft überkaltete Wassertröpfchen schweben, die bei der Berührung mit festen Gegenständen sofort erstarren.

Kondensation in der Luft.

Nebel und Wolken.

Die Kondensation des Wasserdampfes in der Luft führt zur Bildung von Nebel und Wolken. Die letzteren sind im allgemeinen nur Nebel, die frei in der Atmosphäre schweben.

Die Nebelbildung erfolgt einmal, wenn feuchte und warme Luft über kaltem Boden lagert; es herrscht dann meist in der Atmosphäre

eine sogenannte Temperaturumkehr, die Wärme nimmt mit der Höhe zu. Dieser Bildung gehören die Moornebel und namentlich die Winternebel an.

Aber auch wenn kalte Luft über warmem, feuchtem Boden sich bewegt, entsteht Nebel, den wir z. B. abends über den Wiesen und in den Tälern beobachten können. Der bekannte Frostrauch über den Gewässern im Winter ist gleichfalls eine solche Nebelbildung.

Endlich kann noch eine bloße Mischung verschieden temperierter Luftmassen in den unteren Schichten der Luft zu einer Verdichtung des Wasserdampfes, zur Nebelbildung, führen.

In den höheren Luftschichten entstehen Nebel oder Wolken zunächst ebenfalls durch Mischung kalter und warmer Luftmassen. Die Hauptursache der Wolkenbildung ist aber dort die Abkühlung, welche die Luft nach dem mechanischen Wärmegesetze bei dem Aufstiege erfährt. Die Kondensation tritt ein, sowie die Temperatur unter den Taupunkt gesunken ist.

Je nach der Höhe, in welcher die Verdichtung des Wasserdampfes erfolgt, erscheint das Produkt derselben in der Form von Wassertröpfchen oder von Eisnädelchen. Wir haben demnach Wasserwolken in den unteren und Eiswolken in den oberen Schichten. Die Grenze zwischen beiden schwankt je nach der Wärme am Boden und ihrer vertikalen Änderung.

Die Eiswolken sind bis zu einer Höhe von über 15 km beobachtet worden; sie erscheinen meist als leichte weißglänzende Gebilde. Man nennt sie darum auch Feder- oder Cirrus-Wolken. Bedecken diese den Himmel gleichsam mit einem leichten Schleier, so bezeichnet man sie als Cirrostratus, treten sie in einzelnen Ballen auf als sogenannte Schäfchen, so heißt man sie Cirrocumulus.

Die Wasserwolken erscheinen ebenfalls vielfach als mächtige Ballen, als Haufen- oder Cumulus-Wolken. Diese bilden sich in den aufsteigenden Luftströmen, also besonders bei ruhigem Wetter, wo sich solche am ehesten entwickeln können. Daneben beobachten wir aber auch Wasserwolken in der Form ausgebreiteter Flächen. Diese Schicht- oder Stratuswolken sind Zeichen mehr horizontaler Luftbewegung, ihr Erscheinen ist daher an unruhiges Wetter geknüpft. Eine weitere Form tritt uns endlich noch in der eigentlichen Regenwolke entgegen, die den Namen Nimbuswolke erhalten hat.

Nach dem internationalen Wolkenatlas von Hildebrandsson,

Riggenbach und Teisserenc de Bort haben wir folgende Wolkentypen:

1. Obere Wolken in einer mittleren Höhe von 9000 m: Cirrus und Cirrostratus.

2. Mittelhohe Wolken zwischen 3000 und 7000 m: Cirrocumulus, Altocumulus (dickere Ballen dichter gedrängt) und Altostratus (von grauer oder bläulicher Farbe).

3. Untere Wolken unter 2000 m: Stratocumulus und Nimbus mit Fraktonimbus (kleinere Wolkenfetzen).

4. Wolken in den am Tage aufsteigenden Luftströmen: Cumulus (von 1400—1800 m) und Cumulonimbus (Gewitterwolken mit 1400 m hoher Grundfläche und 3000—8000 m hohem Gipfel).

5. Gehobene Nebel unter 1000 m: Stratus.

Die Größe der Bewölkung wird geschätzt nach dem Areale der gesamten Bedeckung des Himmels in Zehnteln des letzteren. Als heitere Tage gelten solche mit einer Bewölkung geringer als 2, als trübe solche mit einer Bewölkung größer als 8.

Bei dieser Bestimmung wird allerdings auf die Dauer und das Vorhandensein wirklichen Sonnenscheins nicht Rücksicht genommen, ebenso auch nicht auf die Mächtigkeit der Wolkendecke selbst. Unter Zugrundelegung dieser Elemente würde das klimatische Bild wesentlich anders erscheinen als nach dem Grade der Bewölkung. Die Dauer des Sonnenscheins bestimmt man mit Hilfe eines Brennglases, das so aufgestellt wird, daß die Sonne selbst bei ihrem Scheinen auf ein untergelegtes Papier sich einbrennt. Im Gebrauche ist hierfür im allgemeinen der Sonnenscheinautograph von Campell-Stokes.

Die Art der Wolkenbildung bedingt von vornherein im Laufe des Tages und des Jahres bestimmte periodische Änderungen. In Mitteleuropa haben wir meist bald nach Sonnenaufgang ein Maximum, zur Zeit des Sonnenunterganges dagegen ein Minimum; ein sekundäres Maximum beobachten wir um Mittag. Die Nacht ist im Durchschnitt heiterer als der Tag. Der jährliche Gang ist je nach den geographischen Verhältnissen sehr verschieden. In Mitteleuropa fällt das Maximum auf den Dezember, das Minimum auf den März. Über den Meeren ist der Himmel das ganze Jahr hindurch ziemlich gleichmäßig bedeckt, über den Kontinenten ist im Sommer der Himmel wolkenreicher als im Winter.

Die Verbreitung der Bewölkung über die gesamte Erde oder größere Länderstriche hat man kartographisch durch die Konstruktion der Linien gleicher mittlerer Bewölkung, durch die Isonephen, ver-

anschaulicht. Nach den Karten von Teisserenc de Bort, Liznar und Elfert wissen wir, daß die Bewölkung im allgemeinen über den Meeren am größten ist. Ein konstanter Wolkenhimmel findet sich außerdem über den äquatorialen Gebieten der Erde.

Regen und Schnee.

Das Schweben der schweren Wassertröpfchen in Nebel und Wolken erklärt sich aus deren Kleinheit und dem Widerstande, den die bewegte, meist aufsteigende Luft ihnen entgegensetzt. Überdies sind die Tröpfchen infolge der steten Luftbewegung ununterbrochen im Werden und Vergehen begriffen. Die untere Grenze der Wolken entsteht dadurch, daß sich die fallenden Nebeltröpfchen in der zunehmenden Wärme wieder in Dampfform auflösen. Sobald aber mehrere Nebeltröpfchen sich vereinigen und größere Tropfen bilden, fallen sie zu Boden; es regnet. Die Vereinigung der kleinen Tropfen geschieht durch die ungleiche Fallgeschwindigkeit dieser; die größeren Tropfen fallen schneller, schlagen infolgedessen auf die unter ihnen schwebenden kleineren auf und fließen mit diesen zusammen.

Ähnlich ballen sich auch bei der Kondensation des Wasserdampfes in einer Temperatur unter 0^0 die einzelnen Schneesterne zu größeren Flocken zusammen. Die Entstehung der Graupel- oder Hagelkörner aber ist noch nicht ganz befriedigend erklärt. Man nimmt an, daß sie in einem rasch aufsteigendem Luftstrom aus dem Zusammenschlusse überkälteten Wassers hervorgehen, daß ihre Bildung also der des Glatteises gleicht. Die überkälteten Tropfen erstarren bei der Berührung mit anderen und bewirken so ein stetes Wachstum der Hagelkörner.

Zu einer stärkeren Kondensation des Wasserdampfes und damit zur Niederschlagsbildung in der Atmosphäre kommt es, sobald die Abkühlung der Luft schnell fortschreitet. Das ist in erster Linie in aufsteigenden Luftströmen der Fall. Diese sind daher auch die hauptsächlichsten Erzeuger reichlichen Niederschlages. Das Aufsteigen kann einmal in vertikaler Richtung erfolgen; es entstehen dann Regen, die je nach der Intensität der Bewegung verschieden ergiebig sind. Zu ihnen gehören die Gewitterregen sowie die namentlich in den Tropen regelmäßig auftretenden Nachmittagsregen. Die Niederschlagsmenge in einem solchen aufsteigenden Luftstrome können wir annähernd berechnen. Nehmen wir die Anfangstemperatur zu 25^0 und den ursprünglichen Wasserdampfgehalt zu 22,9 g an, so ergibt sich für eine Erhebung um 2000 m und

eine Geschwindigkeit des Aufstieges von 2 m in der Sekunde innerhalb einer Stunde eine Niederschlagsmenge von rund 34 kg pro Quadratmeter oder eine Regenhöhe von 34 mm. Die Luft hat sich nämlich in der Höhe von 2000 m auf etwa 17° abgekühlt, sie hat sich aber gleichzeitig unter dem verminderten Drucke um etwa ein Viertel ihres ursprünglichen Volumens ausgedehnt. Daraus folgt, daß sie von der anfänglichen Wassermenge nur noch 18,1 g enthält, also pro Kubikmeter 4,8 g ausgeschieden sind, dem die obige Niederschlagshöhe von 34 mm innerhalb einer Stunde entspricht.

Das Aufsteigen der Luft erfolgt sehr häufig auch auf schräger Bahn. Eine solche Bewegung findet vor allem innerhalb der Depressionen statt. Die Luftmassen umströmen in diesen das Zentrum spiralförmig und werden dabei in die zentrale aufsteigende Luftbewegung mit hineingerissen. Daher beobachten wir in allen Zyklonen starke Niederschläge,

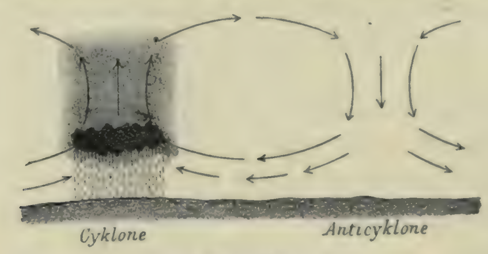


Fig. 110.

namentlich auf der Seite, welcher vom Äquator her warme Luft zugeführt wird und auf der auch die Bewegung am stärksten ist. In den Antizyklonen senkt sich umgekehrt die Luft im Zentrum und dessen Umgebung abwärts, hier erfahren somit die Luftmassen eine Erwärmung, sie entfernen sich stetig vom Taupunkte; es herrscht daher im Bereiche der Hochdruckgebiete heiterer Himmel und Regenmangel. (Fig. 110).

Der nämliche Vorgang verursacht in den Fallwinden eine große Trockenheit, da wir es in ihnen auch mit Luftströmen, die auf geneigten Bahnen absteigen, zu tun haben. Ein sehr trockener Wind ist vor allem der Föhn. Die Änderung der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit bei dem Föhn von der einen Seite der Gebirgsmauer zur anderen veranschaulicht ausreichend die beigefügte Zeichnung (Fig. 111).

Ein schräges Aufwärtsbewegen der Luft bedingen weiter auch alle Erhebungen des Bodens. Daher beobachten wir überall an Gebirgen an der den vorherrschenden Winden entgegengestellten Seite eine Zunahme des Niederschlages. Im Gegensatze zu diesem stärkeren Nieder-

schlage auf der Luvseite der Gebirge zeigt sich auf deren Leeseite eine Verminderung des Regens, weil hier die Luftmassen vom Gebirge in die Niederung herabsteigen. Diese Wirkung der Gebirge macht sich schon in einiger Entfernung geltend, so daß ihren Fuß auf der Luvseite eine regenreichere, auf der Leeseite, also im Windschatten, eine regenärmere Zone begleitet.

Die Zunahme des Niederschlages an den Gehängen der Gebirge ist aber beschränkt; in den höheren Regionen ist der absolute Gehalt an Wasser zu gering, so daß es zu sehr ergiebigen Regen nicht mehr kommen kann. In hohen Gebirgen wie den Alpen gibt es daher eine Maximalzone des Niederschlages.

Einen Antrieb zu allmählichem Aufsteigen erhalten horizontale Luftströmungen auch schon dann, wenn sie an der Erdoberfläche einer größeren Reibung ausgesetzt werden, z. B. bei dem Übertritte vom Meere

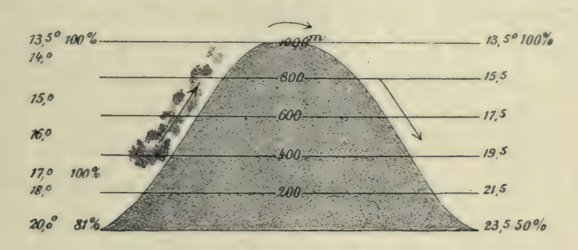


Fig. 111.

zum Lande. Die Seewinde werden dadurch meist zu Regenbringern, so die sonst trockenen Passate.

Auch ausgedehnte Wälder können durch Stau horizontale Luftströmungen zum Aufsteigen veranlassen, wodurch eine Zunahme des Niederschlages bedingt wird. Man hat daraus theoretisch einen Einfluß des Waldes auf den Niederschlag hergeleitet, der freilich durch die tatsächlichen Beobachtungen noch nicht sicher nachgewiesen ist.

Die Kondensation des Wasserdampfes in aufsteigenden Luftströmen ist an der Wärmeänderung dieser nicht unwesentlich beteiligt. Bei dem Kondensationsprozesse wird eine beträchtliche Menge Wärme frei; diese gibt einen neuen Antrieb zur Aufwärtsbewegung, sie verstärkt jene und kann schließlich die Hauptursache des Aufsteigens der Luft werden.

Zur Niederschlagsbildung kommt es innerhalb der Atmosphäre weiter durch Mischung von Luftmassen ungleicher Temperatur. Die Menge des ausgeschiedenen Wassers ist aber dann nur gering. Werden 1000 cbm von 25° mit 1000 cbm von 9° gemischt, so erhalten wir

2000 cbm mit einer mittleren Temperatur von 17°. Waren beide Luftmengen mit Feuchtigkeit gesättigt, so müßte die Gesamtmenge 23500 + 8600 = 32100 g Wasserdampf enthalten. Bei einer Temperatur von 17° kann sie aber nur 28800 g Wasser in Dampfform aufnehmen; es müssen also bei der Mischung 3300 g oder 3,3 kg ausgeschieden sein. Zu einer Mischung derartig verschieden temperierter Luft wird es jedoch in der Natur im allgemeinen nie kommen, die Temperaturunterschiede werden stets weit geringer sein und die Mischung sich nur langsam vollziehen, mithin kann der Betrag der Niederschlagsbildung auf diesem Wege nur gering sein; er wird außerdem noch vermindert durch die bei der Kondensation freiwerdende Wärme, die die Mischungstemperatur erhöht.

Einen noch geringeren Niederschlag erhalten wir in dem Falle, daß ruhende Luft infolge starker Ausstrahlung der Wärme sich rasch abkühlt; es kommt dann nur zu einem sogenannten Nässeln, wie wir es bei dem Auftreten von Nebeln zuweilen beobachten.

Die Menge des Niederschlages bestimmen wir nach der Höhe, in der er den Boden bedecken würde, wenn er nicht zum Abflusse käme. Man bedient sich dazu der Regenmesser, d. s. Gefäße, in denen man den Regen auffängt. Diese müssen so aufgestellt werden, daß sie wirklich die im freien Lande fallende Wassermenge aufnehmen, dürfen also nicht in der Nähe von Häusern oder Bäumen stehen, durch die ein Regenschutz gebildet werden kann.

Für klimatische Untersuchungen ist neben der Kenntnis der Monats- und Jahressummen auch noch die der Regentage von Wichtigkeit. Als Regentag gilt nach den Vorschriften der deutschen Seewarte jeder Tag mit meßbarem Niederschlage, nach anderen Bestimmungen auch nur der mit mehr als 0,1 mm oder 0,2 mm Regenhöhe. Das Verhältnis der Zahl der Regentage zu der der Kalendertage gibt die Regenwahrscheinlichkeit eines Ortes.

Der Niederschlag ist seinem zeitlichen Auftreten nach großem Wechsel unterworfen. Gleichwohl ergeben langjährige Beobachtungen auch für ihn eine tägliche und jährliche Periode. In Mitteleuropa haben wir während des Tages im allgemeinen 2 Maxima um 2—6 h a und um 2—6 h p; ein drittes Maximum stellt sich zuweilen noch um 8—10 h a ein. Im Winter verteilt sich der Regen ziemlich gleich auf Tag und Nacht, im Sommer fällt die größere Menge auf den Tag infolge der häufigen Nachmittagsregen. Innerhalb der Tropen zeigt die tägliche Periode große Regelmäßigkeit mit einem Maximum am Nachmittage oder um Mitternacht.

Der jährliche Gang des Niederschlages ist auf der Erde außerordentlich verschieden. Man stellt ihn dar durch die Größe des monatlichen Niederschlages in Prozenten des jährlichen. Er zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der geographischen Breite und Lage.

Geographische Verteilung des Niederschlages.

Nach dem jahreszeitlichen Eintritte des Regens hat Köppen die Erdoberfläche in mehrere deutlich voneinander geschiedene Gebiete geteilt:

I. Äquatoriale Gebiete mit normaler tropischer Regenzeit, also Sommerregen oder, da dann die Sonne im Zenit steht, Zenitalregen; die Haupttrockenzeit fällt in den Winter und Frühling, die sommerliche Regenzeit wird vielfach getrennt durch eine kleine Trockenzeit, namentlich in den Gegenden, in denen die Sonne zweimal in den Zenit tritt.

II. Gebiete mit Winterregen und regenarmen Sommern; subtropisches Regengebiet. Es liegt meist an der Westküste der Kontinente.

III. Gebiete mit Regen zu allen Jahreszeiten.

1. Regen im Frühling oder Frühsommer, meist auch im Herbst oder Frühwinter. Das Gebiet schließt sich dem der subtropischen Regen unmittelbar an.
2. Alle Monate mäßig regenreich; das Gebiet umfaßt den größten Teil der Landfläche der gemäßigten Zone.
3. Vorwaltend Winterregen, aber auch die Sommer mäßig regnerisch; ozeanisches Küstengebiet der gemäßigten Zone.
4. Alle Monate sehr regnerisch, am meisten Regen im Winter; Ozeane der gemäßigten Zone.

IV. Gebiete mit Regenarmut in allen Monaten; Wüsten.

Eine ähnliche Abhängigkeit von der geographischen Breite und Lage zeigt auch die Verteilung des Niederschlages auf der Erde nach der Jahresmenge. Ihre neueste kartographische Darstellung für die gesamte Erde einschließlich der Meere verdanken wir Supan. Die Karte lehrt uns, daß die regenreichsten Gebiete der Erde in den Tropen liegen mit durchweg über 1000, meist über 2000 mm Niederschlag; es sind namentlich die Monsungebiete (Süd- und Südostasien und Malaiischer Archipel), die Niederungsgebiete (Amazonastiefland) und die tropischen Meere. Die größte Regenhöhe ist bisher in Cherrapundji in Assam beobachtet worden, sie erreicht dort jährlich 11600 mm. Dieser Höhe steht aber diejenige von Debundja am Kamerunberge mit 10500 mm nur wenig nach. Eine Regenhöhe von mehr als 2000 mm finden wir

weiter in Ostafrika, auf den Südseeinseln, an der atlantischen und pazifischen Küste Südamerikas, in Mittelamerika und an der Westküste Nordamerikas, außerdem auf vielen Gebirgen der gemäßigten Zone. Als regenärmste Gebiete treten uns entgegen die großen Wüsten und Steppen der Kontinente, die von kalten Meeresströmungen getroffenen Küsten und die Polarländer.

Die mittlere Regenhöhe der gesamten Landfläche der Erde berechnete Murray auf etwa 880, Fritzsche in neuerer Zeit auf 750 mm. Von diesem Niederschlag fließt alljährlich ein Teil durch die Flüsse dem Meere zu. Fritzsche schätzt den Abflußkoeffizienten zu 30 % (S. 180). Auf Grund dieser Werte für Abfluß und Niederschlag, aus deren Differenz sich der Verlust durch Verdunstung ergibt, kann man eine Bilanz des Wasserhaushaltes der Erde aufstellen, also die Wassermengen bestimmen, die im Kreislauf des Wassers vom Meere zum Lande und von dort zurück zum Meere eingeschlossen sind. Zunächst ist die Abflußmenge vom Lande gleich der Verdunstung auf dem Meere vermindert um die Verdunstung auf dem Lande. Weiter ist die Niederschlagsmenge auf dem Meere gleich der Verdunstung auf dem Meere vermindert um die Abflußmenge und endlich die Niederschlagsmenge auf dem Lande gleich der Verdunstung auf dem Lande vermehrt um die Abflußmenge. Die Verdunstungshöhe auf dem Meere hat Brückner zu 1060 mm geschätzt. Daraus ergibt sich nach dem obigen Satz die Niederschlagshöhe auf dem Meere zu 980 mm. Für die ganze Erde berechnete Fritzsche die Höhe des Niederschlags zu 910 mm. Der Niederschlag entstammt zu etwa $^1/_5$ bis $^1/_6$ der Verdunstung auf dem Lande. Auf diesem beträgt die jährliche Verdunstungshöhe 550 mm. Es würde demnach das Land rund 70 % seines Niederschlages durch die eigene Verdunstung decken und nur 30 % vom Meere erhalten. Für die einzelnen Breitenzonen fand Fritzsche folgende Regenhöhen in Millimetern:

	Nordhemisphäre	Südhemispäre
80—90°	340	300
70—80	259	
60—70	348	
50—60	504	1021
40—50	508	870
30—40	522	573
20—30	786	638
10—20	947	1100
0—10	1716	1812

Charakteristisch ist in dieser Verteilung des Niederschlages das hohe Maximum in der äquatorialen Zone, die rasche Abnahme des Niederschlages an den polaren Seiten der Passatzonen unter 20—40°, also etwa im Gebiete der Subtropen und der großen Wüsten, ferner der hohe Niederschlag in den mittleren Breiten auf der ozeanischen Südhemisphäre.

Ein Vergleich der geographischen Regenverteilung mit den vorherrschenden Winden auf der Erde lehrt uns deutlich Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen. Wo warmfeuchte Winde durch die Reibung am Boden zum Aufstieg gezwungen werden, wie an den Gehängen der Gebirge oder auch nur bei dem Übertritte vom Wasser zum Lande, liegen niederschlagsreiche Gebiete. Die Winde sind aber nur dann die Regenbringer, wenn sie dampfreiche Luft aus warmen in kühlere Gebiete führen. Dort, wo feuchte Luft von einem kühlen Meere zum Lande weht, wie an der Westküste Südafrikas und Südamerikas, herrscht sogar Regenarmut. Aus diesem Grunde sind im allgemeinen auch die Passate der Tropen keine Regenwinde, sie wehen aus kühlen in warme Gebiete; nur im Sommer bringen auch sie Regen, namentlich wenn sie an den Küsten der Festländer zum Aufsteigen veranlaßt werden.

Auf die ungünstige Lage zu den vorherrschenden Luftströmungen sind die großen Steppen- und Wüstengebiete der Kontinente zurückzuführen. Sie werden entweder durch hohe Gebirge gegen die Regenwinde abgeschlossen oder nur von kühlen und trockenen Winden getroffen.

Literatur:

A. Supan, Die Verteilung der Niederschläge auf der festen Erdoberfläche (Petermanns Mitt., Erg.-Heft 124) — Gotha 1898.

—, Die jährlichen Niederschlagsmengen auf den Meeren. (Petermanns Mitt. 1898).

R. Fritzsche, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde. (Zeitschr. für Gewässerkunde herausg. von Gravelius) — Dresden, 1906.

Verbreitung des Schnees.

Ein großer Teil des atmosphärischen Niederschlages fällt nicht als Wasser, sondern als Schnee zur Erde nieder. Die Verbreitung des Schnees hängt von den thermischen Verhältnissen ab, die durch die geographische Lage nach Breite und Höhe bedingt sind. Die Äquatorialgrenze des Schnees hat H. Fischer genauer bestimmt. Nach seinen

Untersuchungen reicht die Grenze des Schneefalles in jedem Winter auf der Nordhemisphäre in Asien etwa bis 30°, auf der Südhemisphäre bis 40°.

In den Gebirgen beobachten wir bei hinreichender Höhe Schneefall in allen Zonen der Erde, selbst unter dem Gleicher. Hier bleibt der Schnee in den höheren Regionen dauernd liegen. Das Gebiet des ewigen Schnees wird nach unten durch die Schneelinie begrenzt. Ratzel unterscheidet eine klimatische und orographische Schneegrenze. Die erstere trennt in den Gebirgen das Gebiet, wo ein Überfluß von Schnee vorhanden ist, von dem, wo bereits die Schmelze überwiegt. Sie deckt sich ungefähr mit der 0°-Jahresisotherme der vertikalen Temperaturabnahme. Unabhängig von den klimatischen Verhältnissen finden wir ewigen Schnee auch noch in tieferen Regionen, wenn die orographischen Verhältnisse sein Bleiben verursachen. Dieses orographisch bedingte Vorkommen von Schnee gibt uns den Begriff der orographischen Schneelinie.

Die Grenzlinie des ewigen Schnees läuft der Grenze des Schneefalles überhaupt keinesweg parallel. Nach v. Humboldt liegen beide am Äquator um rund 800 m, in der Breite von 20° um 1600 m und unter 40° um 3000 m auseinander. Im allgemeinen sind beide Linien um so weiter voneinander entfernt, je heißer der Sommer und je kälter zugleich der Winter ist.

Die klimatische Schneelinie ist in ihrer Höhe hauptsächlich von der Temperatur und von der Menge des Niederschlages abhängig. Namentlich ist die jahreszeitliche Verteilung beider Elemente von großem Einflusse. Starker Schneefall im Winter und ein kühler Sommer drücken die Schneelinie herab; regenarme Winter und trockenheiße Sommer rücken sie dagegen in die Höhe. Innerhalb der Klimate mit geringer Jahresänderung der einzelnen Elemente liegt sie niedriger als in solchen mit großer Jahresschwankung.

Als Beispiel für den Gegensatz in der Lage der Schneelinie zwischen ozeanisch-gleichmäßigem und kontinental-ungleichmäßigem Klima führen wir die südlichen Anden Südamerikas, wo die Schneegrenze unter 40° s. Br. bis 1500 m hinabreicht, und das Felsengebirge Nordamerikas an, in dem sie unter der gleichen Breite erst in 3800 m Höhe beginnt.

Ähnlichen Gegensätzen begegnen wir auf den Luv- und Leeseiten der Gebirge. Auf dem Sulitelma in Norwegen liegt die Schneelinie auf dem Ostabhange rund 1300 m, auf dem den vorherrschenden Winden zugekehrten Westabhange etwa 1000 m hoch. Am Himalaja senkt sich

der ewige Schnee auf der Süd-Seite, die von den Monsunwinden benetzt wird, bis 3500 m, auf dem Abfalle zu dem wüstenhaften Tibet nur bis 4800 m herab.

Durch die lokalen klimatischen Verhältnisse wird die Abhängigkeit dieser Grenze von der geographischen Breite zum Teil völlig aufgehoben. Ihre höchste Lage finden wir daher nicht in den warmen Gegenden der Erde, wo sie etwa 4000—5000 m erreicht, sondern auf dem trockenen Hochlande von Tibet bei 6000 m. Auf der ozeanischen Südhemisphäre senkt sie sich polwärts schnell und berührt schon unter 60° den Meeresspiegel; auf der weit trockeneren Nordhalbkugel schwebt sie selbst unter 80° noch über diesem Niveau.

Für die Alpen stellte Hess ein stetes Ansteigen der Schneegrenze von dem Nordrand nach dem Innern fest. Die gleiche Erscheinung zeigten die Wald- und Siedlungsgrenzen sowie nach de Quervain die Mittagsisothermen in 1500 m Höhe. Das Gebirge wird also um die Mittagsstunden im Innern stärker erwärmt, und das bedingt zugleich ein Aufsteigen der Höhengrenzen.

Die Klimate der Erde.

Physisches Klima.

Die Klimate der Erde lehnen sich in ihren großen Zügen an das solare Klima an. Dieses wird nur durch den Einfluß der Verteilung von Wasser und Land, durch die vorherrschenden Luft- und Meeresströmungen, durch die Höhenlage und durch die Beschaffenheit des Bodens in den einzelnen Zonen abgeändert. Es entsteht dadurch das physische oder tellurische Klima.

In den gemäßigten Zonen rufen zunächst Wasser und Land die großen Gegensätze von See- und Landklima hervor.

Das Seeklima ist gekennzeichnet durch eine verhältnismäßig hohe Jahrestemperatur, hervorgebracht durch warme Winter, denen zwar kühle, aber nicht übermäßig kalte Sommer gegenüberstehen. Beides bedingt eine geringe jährliche Schwankung der Temperatur, der auch eine geringe tägliche Amplitude entspricht. Der Wasserdampfgehalt der Luft ist über den Meeren überall groß, daher fällt auch viel Regen und ist der Himmel wolkenreich. Infolge der Wärme des Wassers in der kalten Jahreszeit herrscht Winterregen. Die monatliche Barometer-

schwankung ist groß und deshalb das Wetter schwankend. Die Winde wehen wegen der fehlenden Reibung an der Wasserfläche heftig und andauernd.

Im Gegensatze hierzu ist bei dem Landklima die Jahrestemperatur gering infolge sehr niedriger Wintertemperatur. Der Sommer ist warm, oft heiß, die Jahresamplitude also groß. Auch die Tagesschwankung fällt größer aus als im allgemeinen auf dem Meere. Die Luft ist absolut trocken, weshalb heiterer Himmel und geringer Niederschlag obwaltet. Der Niederschlag fällt vorwiegend im Sommer, wo durch die Erhitzung des Bodens starke aufsteigende Luftströme hervorgerufen werden.

Beide Klimate gehen allmählich ineinander über. Die Übergänge werden durch die Luftströmungen nicht unerheblich gemildert. Da diese in den gemäßigten Zonen vorwiegend westöstliche sind, so finden wir an den Westküsten der Festländer weit ausgeprägter und ausgedehnter ozeanisches Klima, während an den Ostküsten die kontinentalen Zustände häufig bis an das Meer reichen. Diese Wirkung der Winde wird dadurch noch erhöht, daß ihnen auch die großen Strömungen auf dem Ozeane folgen, die den Westküsten in den mittleren Breiten warmes Wasser zuführen.

Auf den Landflächen selbst bewirkt die Gestalt des Bodens weitere klimatische Unterschiede. Es stehen sich vor allem Höhen- und Niederungsklima, Berg- und Talklima, Hochlands- und Tieflandsklima gegenüber.

Das Höhenklima zeichnet sich aus durch die Abnahme des Luftdruckes und gleichzeitige Verminderung der unregelmäßigen Schwankungen des Barometers. Die direkte Sonnenstrahlung ist in der dünneren Luft erheblich stärker als in der Niederung. Die Lufttemperatur nimmt aber mit der Höhe ab. Auf dem Faulhorn zeigte daher bei einer Luftwärme von 8,2° der Boden 16,2°, während in Brüssel gleichzeitig im Boden und in der Luft 20,1° beobachtet wurden. Neben einer allgemeinen Wärmeabnahme mit der Höhe finden wir nicht selten auch eine Zunahme, besonders im Winter bei ruhigem Wetter, wenn die tieferen Regionen durch eine Wolkendecke gegen die Insolation abgeschlossen sind. Die Jahres- und Tagesschwankung ist auf den Bergen wesentlich geringer. Auch der Wasserdampfgehalt der Luft ist vermindert, aber die Verdunstung ist unter dem kleineren Luftdrucke größer. Im Winter wiegt heiterer Himmel vor, weshalb auf den Gebirgen klimatische Winterkurorte errichtet werden.

Von dem Bergklima weicht das der Täler erheblich ab. Hier ist im allgemeinen der Winter kalt, der Sommer heiß, die Jahresschwankung also groß. Auch die tägliche Temperaturamplitude ist groß. Die extremen Verhältnisse werden aber häufig etwas gemildert durch den Schutz, den die Talgehänge gegen kalte Winde gewähren, sowie auch durch den Umstand, daß die Luft nur in absteigender Bewegung zur Sohle des Bodens gelangt, diese somit stets unter Erwärmung erreicht.

Eine besondere Stellung nehmen klimatisch die Hochflächen ein. Für sie ist die Intensität der Strahlung in der dünnen Luft charakteristisch. Diese bewirkt eine starke Erwärmung bei Tag und im Sommer und umgekehrt eine bedeutende Abkühlung in der Nacht und im Winter. Auf den Hochflächen ist also die Tages- und Jahresschwankung groß. Die Strahlung wird hier auch weniger durch den Wasserdampf der Atmosphäre geschwächt. Der Gehalt an Wasserdampf ist bei größerer Höhe sehr gering, Regenarmut daher für die meisten Hochflächen kennzeichnend.

Die Mannigfaltigkeit der Klimate auf der Erde steigert sich, je mehr wir auf geographische Einzelheiten Rücksicht nehmen. So haben die Flußniederungen, die Seeumgebungen, die verschieden der Insolation exponierten Gehänge, ferner die bewachsenen und die vegetationslosen Landflächen sämtlich ihre besonderen klimatischen Eigenheiten.

Die verschiedenen Klimagebiete lassen sich aber zu größeren Gruppen zusammenfassen. Für die Abgrenzung ist vor allem der einheitliche Charakter in Temperatur und Niederschlag maßgebend. Supan hat nach diesem Gesichtspunkte 35 Klimaprovinzen aufgestellt, die unter Berücksichtigung der einzelnen klimatischen Elemente auch noch weiter in Unterabteilungen, Klimabezirke, gegliedert werden könnten. Es sind in dieser Einteilung auch die geographischen Verhältnisse, namentlich die Bodengestalt, berücksichtigt worden, sodaß sie den Anforderungen des Geographen besonders gerecht wird. Infolge der großen Zahl der Provinzen mangelt ihr jedoch etwas die Übersichtlichkeit.

Nach wesentlich anderen Gesichtspunkten teilt Köppen die Erde in verschiedene Klimatypen ein. Er stützt sich bei seiner Klassifikation auf die hohe Bedeutung des Klimas für die Lebewelt und knüpft im besonderen an de Candolle's Einteilung der Pflanzen nach ihrem Wärmebedürfnis an. Er zählt 6 Hauptklimate auf, die er wieder mehrfach teilt. Seine Bevorzugung der Pflanzenwelt ergibt sich schon aus den Bezeichnungen der einzelnen Unterklimate. Wir können hier auf eine Beschreibung dieser selbst nicht näher eingehen, doch bieten oft

die Namen ausreichend Aufschluß über ihren Klimacharakter. Nach Köppen haben wir folgende Klimate zu unterscheiden:

I. Reich der Megathermen (Pflanzen nach de Candolle) oder der tropischen Tieflandsklimate:
 1. Lianenklima.
 2. Baobab- oder tropisches Savannenklima.

II. Xerophilen-Reich, Wüsten, Steppen und Dorngebüsche:
 A. Küstenwüsten: Garua- oder Welwitschiaklima.
 B. Binnenländische Wüsten und Steppen ohne strenge Winterkälte: Samum- oder Dattelklima, Espinal- oder Mezquiteklima, Tragantklima, östliches Patagonien.
 C. Binnenländische Wüsten und Steppen mit strengen Wintern: Buran- oder Saksaulklima, Prärienklima.

III. Reich der Mesothermen oder der mittelwarmen Klimate:
 A. Östlicher subtropischer Klimatypus: Camellienklima, Hickoryklima, Maisklima.
 B. Typus der klassischen Subtropenklimate: Olivenklima, Erikenklima.
 C. Typus der tropischen Bergklimate und rein ozeanischen Klimate in mittleren Breiten: Fuchsienklima, Hochsavannenklima.

IV. Reich der Mikrothermen oder der kühlen Klimate: Eichenklima, Birkenklima, Klima der antarktischen Buchen.

V. Reich der Hekistothermen oder der kalten Klimate: Eisfuchs- oder arktisches Tundrenklima, Pinguin- oder antarktisches Klima, Yak- oder Pamirklima, Gemsen- oder hochalpines Klima.

VI. Reich des ewigen Frostes ohne Lebewesen.

Weit einseitiger ist die Klassifikation der Klimate von Penck. Sie gründet sich lediglich auf die für die Bodengestalt entscheidend wichtige Wasserführung und kann darum als eine wirkliche Einteilung der Klimate nicht angesehen werden. Penck unterscheidet: 1. Nivales Klima; der Niederschlag fällt der Hauptsache nach als Schnee, und zwar fällt mehr Schnee, als die Ablation an Ort und Stelle entfernen kann. 2. Humides Klima; der Niederschlag fällt überwiegend als Regen, wird aber von der Verdunstung nicht aufgebraucht, so daß ein Überschuß abfließt. 3. Arides Klima; die Verdunstung zehrt den gefallenen Niederschlag auf.

Umfassender und mehr geographisch ist dagegen wieder die Einteilung der Klimate von Hettner. Sie stimmt vielfach mit der von Köppen überein. Während aber Köppen von den klimatischen Tatsachen (Temperatur und Niederschlag) ausgeht, stellt Hettner die Bedingungen und Ursachen des Klimas in den Vordergrund und leitet erst aus diesen die Zustände der Wärme und der Niederschlagsverteilung ab. Die Grundlage für seine Klassifikation ist die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre. Als Hauptklimate gelten ihm die tropischen und die außer-

tropischen. In den Tropenklimaten unterscheidet er wieder das Äquatorialklima, das tropische Kontinental- und Monsunklima und das Passatklima. Den Übergang von den tropischen zu den außertropischen Klimaten bilden an der Westseite der Kontinente die ozeanisch-subtropischen Etesienklimate und auf der Ostseite die subtropischen Kontinentalklimate. Die außertropischen Klimate gliedert er in die immerfeuchten Waldklimate, das Prärienklima und die Trockenklimate im Innern der Kontinente, sowie in das Tundrenklima in hohen Breiten.

In Anlehnung an das solare Klima bietet aber noch immer die Einteilung der Erde in die drei großen Zonen, in warme, gemäßigte und kalte Zone, die einfachste Grundlage für eine Klassifikation der Klimate. Die gemäßigte Zone können wir dabei noch in die subtropische und eigentlich gemäßigte Zone gliedern.

Literatur:

W. Köppen, Versuch einer Klassifikation der Klimate. (Hettner's Geogr. Zeitschr. 1900).

A. Penck, Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. (Sitzungsber. d. Preuss. Akad. d. Wiss.) Berlin, 1910.

A. Hettner, Die Klimate der Erde. (Hettner's Geogr. Zeitschr. 1911).

Tropenklima.

Dem Tropenklima ist vor allem große Regelmäßigkeit der meteorologischen Erscheinungen eigen. Das Wetter zeigt hier eine solche Beständigkeit, daß es mit dem Klima identisch ist. Es fehlen ausgesprochene Jahreszeiten; feucht und trocken treten an die Stelle von Winter und Sommer, d. h. die Regenzeit ist die kalte, die Trockenzeit die warme Jahreszeit. Von allen klimatischen Elementen sind nur die Regenzeiten und die Regenmengen größeren Schwankungen unterworfen.

Die mittlere Jahrestemperatur liegt zwischen 20—28°. Die jährliche Wärmeänderung ist gering; sie erreicht unter dem Äquator nur 1—5°, selbst im Innern der Kontinente. Aber auch an der polaren Grenze der Tropen steigt die Jahresamplitude kaum über 12°.

Die jährliche Wärmeschwankung ist in den Tropen im allgemeinen kleiner als die tägliche. Lado im Innern des äquatorialen Afrika hat z. B. eine Jahresamplitude von 4,8°, dagegen eine mittlere Tagesschwankung von 7,7°. Selbst der Unterschied zwischen den absoluten Extremwerten der Temperatur ist nur klein; in Batavia erreicht er 12,1°,

in Sansibar 10°. Die Maxima liegen noch unter den bei uns beobachteten, z. B. in Batavia 32,7°, in Sansibar 31,7°, während in Deutschland 38° beobachtet sind.

Die geringen Wärmeschwankungen machen den Menschen viel empfindlicher gegen den Einfluß dieser auf seinen Körper; man friert in den Tropen viel leichter als bei uns.

Da die Sonne in der Umgebung des Gleichers stets sehr hoch am Himmel aufsteigt, so ist die Intensität der beinahe senkrecht niederfallenden Strahlen sehr groß. Wir beobachten in den Tropen zuweilen eine Bodentemperatur von 75—85°.

Die Gleichmäßigkeit des jährlichen Wärmeganges ist bedingt durch die geringe Änderung der Tageslängen; unter den Wendekreisen hat der kürzeste Tag immer noch 10½ Stunden.

Die ganze Tropenzone hat ozeanisches Klima; sie ist zu 75 Proz. von Wasser bedeckt, und außerdem verhindern die üppige Vegetation und die Feuchtigkeit der Luft die Ausbildung eines Landklimas selbst im Innern der Festländer.

Mit der Höhe stuft sich innerhalb der Tropenzone die Wärme bis zur Eisregion ab. Man unterscheidet danach in Bergländern das heiße Land (tierra caliente) mit mehr als 20° bis 1000 m, das gemäßigte Land (t. templada) mit 15—20° bis 2000 m und das kalte Land (t. fria) bis 3000 m mit 10—15°. Weiter aufwärts herrscht dann Höhen- oder Frostklima (t. heladas), wo in allen Monaten die Temperatur unter 10° bleibt.

Der Luftdruck ist in den Tropen außerordentlich gleichmäßig verteilt, doch haben hier wegen der geringeren ablenkenden Kraft der Erdrotation kleine Gradienten einen größeren Einfluß auf die Luftbewegung. An ein und demselben Orte sind die Barometerschwankungen nur unbedeutend, aber die tägliche Schwankung tritt sehr regelmäßig auf, sie wird nicht wie in den gemäßigten Zonen durch die unperiodischen Schwankungen verdeckt.

Die Luftströmungen sind vorherrschend östliche, im Bereiche der Kalmen in den oberen Regionen, in dem der Passate in den unteren.

Die Hauptregenzeit stellt sich im allgemeinen während des Zenitstandes der Sonne ein. Wo die Sonne im Laufe des Jahres zweimal in den Zenit tritt, haben wir auch meist zwei Regenzeiten. Die Ursache der Niederschlagsbildung innerhalb der Tropen ist vorwiegend die aufsteigende Bewegung der Luft, entweder in Zyklonen oder als rein lokale Erscheinung in Form der Wärmegewitter. Auch wo die Passate

wehen, haben wir Sommerregen, da der Passat nur in dieser Jahreszeit warme und wasserdampfreiche Luft äquatorwärts führt.

Sehr groß ist in der warmen Zone die Luftfeuchtigkeit; die absolute Feuchtigkeit erreicht 30 mm, und der Gehalt an Wasserdampf steigt bis auf 4 Volumprozent. Daraus erklären sich die großen tropischen Regenmengen und auch die dichte Bewölkung während der Regenzeit. Nur die Passatregion ist heiter.

Innerhalb der warmen Zone treten auch die Monsune in ausgeprägter Form auf. Die betreffenden Gebiete haben vielfach echtes Tropenklima mit geringen Temperaturschwankungen, ausgesprochenen Sommerregen und stets warmfeuchter Luft. Wo jedoch, wie in Ostasien, der winterliche Landwind aus dem Innern eines ausgedehnten Kontinentes weht, bringt er eisige Kälte den Küsten und bedingt eine große Jahresamplitude der Temperatur. Zwischen dem Winter mit Landwind und dem Sommer mit Seewind liegt eine Zeit mit Windstillen, veränderlichen Winden, schweren Gewittern und Orkanen.

Gemäßigtes Klima.

An die Tropen schließt sich zunächst das Subtropengebiet an. Es bildet keine die ganze Erde umschlingende Zone, sondern ist in der Regel auf die Westseite der Kontinente beschränkt. Die Niederschläge fallen hier vorwiegend im Winter oder in den Frühlings- und Herbstmonaten. Von dem Gebiete der tropischen Sommerregen werden die Subtropen vielfach durch ausgebreitete Wüsten geschieden. Die Regenarmut dieser wird durch das beständige Wehen des Passates, der an und für sich kein Regenbringer ist, aber auch durch die Erschöpfung der Winde an Wasserdampf, bevor sie das Gebiet erreichen, verursacht. Der Winterregen in den Subtropen ist hauptsächlich dadurch bedingt, daß im Winter die Luftdruckmaxima unter den Rossbreiten dem Äquator näher wandern und gleichzeitig sich die Zonen der vorherrschenden Westwinde und der Regen zu allen Jahreszeiten über die Subtropengebiete ausdehnen. Im Bereiche der europäischen Mittelmeerländer kommt noch die Bildung von häufigen Depressionen über dem warmen Mittelmeere als Ursache der Winterregen hinzu.

In bezug auf die Temperatur ist die Subtropenregion gekennzeichnet durch hohe Wärme, vor allem durch heiße Sommer.

Zu dieser klimatischen Region gehören das ganze europäische Mittelmeergebiet bis Persien, das östliche Mexiko, die Westseiten von Südafrika, Südamerika, und Südaustralien.

Das übrige gemäßigte Klima zeichnet sich durch große Unbeständigkeit der Witterung und Mannigfaltigkeit des Klimas aus.

Die Temperatur weist ganz bedeutende Unterschiede in den Extremen auf. Die Maxima liegen im Innern der Kontinente weit höher als in den Tropen, die Minima an einzelnen Orten erheblich tiefer als in den Polarregionen. Gemäßigt ist das Klima in thermischer Hinsicht nur im Jahresmittel und in dem Wechsel der Jahreszeiten. Das Vorhandensein von Frühling und Herbst als Übergangszeiten mäßigt die winterlichen und sommerlichen Temperaturextreme.

Durch die stärkere Einwirkung der Erdrotation sind die Winde vorwiegend in westliche umgewandelt. Im Zusammenhange mit dieser starken Ablenkung steht die Neigung zu Zyklonenbildung. Es ist die Zone der häufigsten Depressionen. Diese bewegen sich vorwiegend in west-östlicher Richtung über die Kontinente, meist in bestimmten Zugstraßen. Es verpflanzt sich mit ihnen zugleich die Folge der Witterungserscheinungen, die ihnen eigen ist; durch ihre Wanderung wird in der gemäßigten Zone das Wetter bestimmt.

Der Gegensatz zwischen Land- und Seeklima macht sich sehr geltend. Er wird dadurch noch verstärkt, daß die Landflächen im Winter auf weite Strecken hin mit Schnee bedeckt sind, wodurch die Eigentümlichkeiten des Landklimas schärfer hervortreten.

Regen haben wir innerhalb der gemäßigten Zone in allen Jahreszeiten; über den Meeren beobachten wir jedoch das Maximum im Winter, über dem Lande im Sommer. Die Bildung des Niederschlages findet vorwiegend infolge aufsteigender Bewegung der Luft im Umkreise der Zyklonen statt.

Die Feuchtigkeit der Luft ist absolut wie relativ sehr wechselnd. Die Bewölkung paßt sich im allgemeinen der zeitlichen Verteilung des Niederschlages an. Wir haben also in Gebieten mit Seeklima im Winter, in solchen mit Landklima im Sommer die stärkste Bewölkung.

Polarklima.

Je mehr wir uns den Polen der Erde nähern, um so mehr fallen Tag und Nacht zeitlich mit Winter und Sommer zusammen, d. h. es verschwindet dort unter dem beständigen Sonnenscheine oder der ewigen Nacht die tägliche Änderung der klimatischen Elemente. Eine tägliche Temperaturamplitude ist kaum noch vorhanden. Das Minimum der Temperatur im Laufe des Jahres fällt nicht wie in der gemäßigten

Zone in den Januar, sondern wie im Wechsel von Tag und Nacht an das Ende des Winters, also der Polarnacht, in den Februar und März. Das Maximum beobachten wir dagegen im Juli und August.

Für die Temperaturverhältnisse der Polarländer ist von einschneidendster Bedeutung der Umstand, daß die Sonnenstrahlen auch im Sommer unter sehr kleinem Winkel einfallen, wodurch ihre Kraft erheblich geschwächt wird. Aber mehr noch wird die Sommertemperatur durch die großen Eis- und Schneemassen herabgedrückt, deren Schmelze einen großen Teil der Sonnenwärme verschlingt. Infolgedessen haben wir hier die niedrigste Jahrestemperatur der Erde. Auf einen kühlen Sommer folgt ein langer, verhältnismäßig warmer Herbst; der Winter ist unter dem Einflusse der dauernden Nacht lang und kalt, der Übergang zum Sommer, der Frühling, daher kurz und auch kühl.

Infolge des schiefen Einfallens der Sonnenstrahlen kommt eine günstige Exposition des Bodens hier mehr zur Geltung als in den anderen klimatischen Zonen. Die nach Süden geneigten Gehänge verlieren in erster Linie durch die Schmelze ihre Schneedecke und bieten dann sogar einer oft reichen Vegetation den Boden dar.

Wegen der niedrigen Temperaturen ist der absolute Wasserdampfgehalt der Luft sehr gering, die relative Feuchtigkeit aber gleichwohl groß. Nebel ist im Sommer häufig und andauernd, im Winter bildet er sich nur über den offenen Meeren als eine Art Frostrauch. In dieser Jahreszeit ist die Luft meist mit feinem Eisstaube erfüllt, der wie der Nebel die Luft trübt. Der Niederschlag fällt nur in spärlichen Mengen; für stärkere Regen ist die Polarluft zu trocken. Stürme sind im innern arktischen Gebiet selten, in der Antarktis treten sie dagegen oft und in großer Stärke auf.

Klimaschwankungen.

Die Klimate der Erde sind im Laufe der Jahre nicht beständig dieselben. Schon von Jahr zu Jahr treten kleine Änderungen in dem allgemeinen Witterungscharakter ein, die sich oft durch mehrere Jahre hindurch in dem gleichen Sinne geltend machen. Diese Tatsache hat auf die Vermutung geführt, daß das Klima regelmäßig wiederkehrenden Schwankungen unterworfen sei. Man glaubte z. B. an einen Zusammenhang zwischen der Witterung und dem verschiedenen Auftreten der S o n n e n f l e c k e n. Diese zeigen in ihrer Häufigkeit eine etwa

11jährige Periode. Eine solche ist aber in den klimatischen Elementen noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Die umfangreichsten Untersuchungen über die periodischen Klimaänderungen hat Brückner durchgeführt. Er fand eine 30—35jährige Periode. Für das 19. Jahrhundert ergaben sich um 1830 und 1860 geringe Regenmengen, niedrige Wasserstände, hohe Temperaturen, frühe Weinernten, dagegen um 1850 und 1880 feuchte, kalte Witterung, hohe Pegelstände, späte Weinernten. Die Zentra der warmen Zeiten seit 1700 fallen auf die Jahre 1720, 1760, 1795, 1830 und 1860, diejenigen der kalten auf die Jahre 1700, 1740, 1780, 1815, 1850 und 1880. Die Ursache dieser Schwankungen kennen wir noch nicht. In der Dauer der Periode decken sie sich mit der von Lockyer berechneten Periode der Sonnenfleckenhäufigkeit von 35,4 Jahren. Im einzelnen zeigen die verschiedenen Klimate vielfache Abweichungen in der Dauer und selbst in der Folge der Schwankungen. Aber die Tatsache allgemeiner periodischer Änderungen der klimatischen Elemente auf der Erde ist von Brückner zweifellos nachgewiesen. Sie erklären zugleich die häufigen Behauptungen über die Verschlechterung oder Verbesserung des Klimas an einem Ort, die sich oft in aufeinander folgenden Zeiträumen völlig widersprechen.

Das führt uns hinüber zu der Frage, ob die Klimate sich während der historischen Zeit in irgendeiner bestimmten Richtung geändert haben, ob es z. B. stetig kühler oder wärmer geworden sei. Tatsächliche Beobachtungen, die allein eine Entscheidung darüber bringen könnten, fehlen aber vollständig. Soweit Messungen mit Instrumenten vorliegen, hat eine merkliche Veränderung des Klimas nicht festgestellt werden können. Dagegen deuten einige schriftliche Berichte und Darstellungen früherer Witterungsverhältnisse auf solche hin. Auch Nachrichten über die frühere Fauna und Flora einzelner Länder legen vielfach die Annahme klimatischer Wandlungen nahe. Sehr schwerwiegend erscheinen weiter für diese Frage die zahlreichen Ruinen einst blühender Städte mitten in jetzt völlig wüsten Gegenden.

Allein viele dieser Änderungen der Länder können auch auf politische und auf wirtschaftliche Vorgänge zurückgeführt werden. Für die europäischen Mittelmeerländer, für die ganz besonders Anzeichen einer Klimaänderung vorliegen, sind eine Reihe eingehenderer Untersuchungen ausgeführt worden. Es hat jedoch weder Nissen für Italien, noch Partsch für Griechenland, noch Guthe für Palästina den sicheren Nachweis dafür liefern können. Nur Theobald Fischer nimmt für Nordafrika eine Klimaänderung an.

Wandlungen des Klimas werden vielfach auch der zunehmenden Entwaldung einzelner Gebiete zugeschrieben. Der Einfluß des Waldes auf das Klima ist aber noch nicht völlig klargestellt. Überdies ist die Wandlung meist nur eine scheinbare, es hat sich nur der Ausdruck des Klimas geändert, dieses ist aber selbst unverändert geblieben. Daß die klimatischen Faktoren sich in einem entwaldeten Lande anders äußern müssen, geht ohne weiteres aus dem Einflusse hervor, den die Vegetation auf den Zustand der Atmosphäre ausübt.

Für die historische Zeit sind also Klimaänderungen noch nicht zweifellos festgestellt. Vermutlich ist die Zeit dafür zu kurz. Lenken wir unsere Blicke bis in die vorhistorischen Zeiten, in die geologische Vergangenheit der Erde, dann lehren uns die großen diluvialen Eiszeiten und ebenso die Funde in den tertiären Ablagerungen, daß während der geologischen Perioden sich ganz gewaltige klimatische Änderungen vollzogen haben, die sich bis in die ältesten Epochen hinein verfolgen lassen.

Literatur:

E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700. (Geogr. Abhandl. herausgeg. v. A. Penck, Bd. IV, Heft 2). — Wien 1890.

Van Bebber, Handbuch der ausübenden Witterungskunde. I. Bd. — Stuttgart. 1885.

Biologische Erdkunde.

Den Teil der Erdkunde, der sich mit den Lebewesen beschäftigt, bezeichnet man als biologische Erdkunde oder Biogeographie. Er hat die Aufgabe, das Vorkommen und die Verbreitung der Lebewesen auf Grund der geographischen Tatsachen zu erforschen und zu erklären, also die Abhängigkeit der Lebewesen von den geographischen Bedingungen zu untersuchen.

Von den geographischen Verhältnissen sind die Menschen ebenso abhängig wie die Pflanzen und Tiere; man unterscheidet daher auch eine Pflanzen-, eine Tier- und eine Menschen- oder Anthropogeographie.

Pflanzengeographie.

Als der eigentliche Begründer der Pflanzengeographie ist Alexander von Humboldt zu bezeichnen; er hat in seinen „Prolegomena" zu den „Nova genera et species plantarum" die erste Grundlage zu einer Betrachtung der Flora unter geographischem Gesichtspunkte gegeben. Vor ihm hat freilich schon Linné in seiner „Flora Lapponica" einige wirklich pflanzengeographische Arbeiten geliefert. Neben Humboldt haben Pyrame de Candolle und Rob. Brown zur Entwicklung dieser Disziplin wesentlich beigetragen. Durch ihre Arbeiten angeregt schaffte Schouw seine „Grundzüge einer allgemeinen Pflanzengeographie" sowie Alph. de Candolle das Werk „Géographie botanique". Eine nachhaltige Förderung aber erhielt die Pflanzengeographie durch A. Grisebach, dessen „Vegetation der Erde" noch immer als ein grundlegendes Werk anzusehen ist. Er behandelte die Vegetation vorwiegend vom klimatischen Standpunkte aus. Im Gegensatze dazu gab Engler eine entwicklungsgeschichtliche Betrachtung der Pflanzenwelt. Beide Richtungen suchte

dann Drude in seinen Arbeiten zu vereinigen. In neuester Zeit hat endlich A. F. W. Schimper eine „Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage“ herausgegeben, in der er die Pflanzendecke der Erde aus den Lebensbedingungen der verschiedenen Pflanzen zu erklären strebt. Ihr steht E. Warming's Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie sehr nahe; auch in diesem Werk stützt sich die Darstellung hauptsächlich auf die Ergebnisse der Pflanzenphysiologie und -anatomie. Eine wirklich geographische Betrachtung der tatsächlichen Verbreitung der Pflanzen verdanken wir Alfred Kirchhoff.

Die Pflanzengeographie hat einmal die geographischen Lebensbedingungen der Pflanzen zu erforschen, sodann den äußeren Charakter der Vegetation zu beschreiben und schließlich auch die Abhängigkeit der Pflanzen in ihrer Verbreitung von der erdgeschichtlichen Entwicklung und von der jetzigen Oberflächengestalt zu ermitteln und zu begründen.

Das Ergebnis dieser Einzeluntersuchungen gibt die Grundlage für eine Einteilung der gesamten Erde in Floragebiete und Florareiche.

Literatur:

A. Grisebach, Vegetation der Erde in ihrer klimatischen Anordnung. — Leipzig, 2. Aufl., 1884.

A. Engler, Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt. — Leipzig, 1879—82.

Oscar Drude, Die Florenreiche der Erde. (Ergänzungsheft z. Petermanns Mitt. 74) — Gotha, 1884.

— Handbuch der Pflanzengeographie. — Stuttgart, 1890.

— Die Ökologie der Pflanzen. — Braunschweig 1913.

A. F. W. Schimper, Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage. — Jena, 1898.

Alfred Kirchhoff, Pflanzen- u. Tierverbreitung. (Hann-Hochstetter-Pokorny, Allgemeine Erdkunde. 5. Aufl. III. Abt.) — Wien-Leipzig, 1899.

E. Warming's Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie. 3. Aufl. v. E. Warming und P. Gräbner. — Berlin, 1914.

F. Höck, Grundzüge der Pflanzengeographie. — Breslau, 1897.

P. Gräbner, Lehrbuch der allgemeinen Pflanzengeographie. — Leipzig, 1910.

L. Diels, Pflanzengeographie (Samml. Göschen 389) — Leipzig, 1908.

G. Karsten u. H. Schenck, Vegetationsbilder. — Jena, 1900 u. f.

Lebensbedingungen der Pflanzen.

Unter den geographischen Faktoren, welche für die Entwicklung der Pflanzen besonders wichtig sind, steht das Klima unstreitig in erster Reihe. Daneben ist aber auch die chemische und physikalische

Beschaffenheit des Bodens sowie der Einfluß pflanzlicher und tierischer Mitbewohner ebenfalls von großer Bedeutung. Wir haben somit klimatische, edaphische (Boden) und biologische Faktoren, die die Lebensbedingungen der Pflanzen hervorrufen. Man faßt sie zusammen als ökologische Faktoren.

Klima.

Licht.

Das Licht bewirkt die Assimilation der Pflanze, d. h. die Zerlegung der Kohlensäure der Luft in Kohlenstoff und Sauerstoff durch das Chlorophyll in der Pflanzenzelle. Dieser Prozeß geht im allgemeinen im direkten Sonnenlichte heftiger vor sich als im diffusen Tageslichte. Auch ändert sich die Wirkung des Lichtes mit der Art der Strahlen; der leuchtende Teil des Spektrums — gelb-rot — ist am wirksamsten, die dunklen (ultraroten) Wärmestrahlen und die chemisch-wirksamen (ultravioletten) Strahlen sind dagegen bei der Zersetzung der Kohlensäure nur wenig beteiligt.

Eine normale Entwicklung der Pflanze ist nur im Lichte möglich. Dieses fördert vor allem das Wachstum. Doch wirken hier die chemischen Strahlen am kräftigsten. Zuviel Licht ist oft schädlich, indem dadurch das Protoplasma zerstört wird. Gegen eine solche nachteilige Wirkung sind die Pflanzen mit Schutzmitteln ausgerüstet, die vornehmlich in starker Behaarung bestehen.

Das Lichtbedürfnis der einzelnen Pflanzen ist sehr verschieden. Je nach dem Verhalten spricht man vom Lichthunger und ebenso auch von der Lichtscheu der Pflanzen. Die letztere Eigenschaft besitzen alle sogenannten Schattenpflanzen.

Die Verteilung des Lichtes auf der Erde ist somit für das pflanzliche Leben von großer Bedeutung; diese kommt aber in dem solaren Klima zum Ausdruck, das daher bei pflanzengeographischen Betrachtungen wohl berücksichtigt werden muß. Die Intensität der Sonnenstrahlen wird nun freilich durch die Atmosphäre erheblich abgeändert, namentlich durch das Auftreten dichter Wolken; gleichwohl würde die solare Lichtverteilung auf der Erde allein große Pflanzenzonen zu schaffen vermögen, auch wenn die Wärme überall die gleiche wäre.

Der Einfluß des Lichtes auf die Vegetation, der durch experimentelle Untersuchungen besonders von Wiesner nachgewiesen wurde, ist deutlich

auch aus den Erscheinungen in der Natur selbst ersichtlich. Die starke Bestrahlung der Polarländer während des Sommers ruft Eigentümlichkeiten der Pflanzenwelt hervor, die wir in den ebenfalls intensiver bestrahlten Hochgebirgsregionen wiederfinden: kräftigere Färbung der Organe, namentlich der Blüten, die meist auch größer werden, und geringe vegetative Entwicklung, da in der kurzen Lichtzeit eine schnelle Blüten- und Fruchtbildung erforderlich ist. Im Gegensatze dazu steht die üppige, holzreiche, aber blütenarme Vegetation der Tropen mit das ganze Jahr über nahezu gleicher Belichtung.

Wärme und Bewegung der Luft.

Wie sehr die Entwicklung der Pflanze von der Wärme abhängig ist, lehrt deutlich die große Mannigfaltigkeit der Vegetation der Erde, die wie ein Abbild des häufigen Wechsels in der Wärmeverteilung erscheint.

In erster Linie ist das Wachstum der Pflanze an bestimmte Temperaturen gebunden. Es gibt für jede Pflanze eine gewisse Temperatur, von welcher an die Lebenstätigkeit beginnt; man bezeichnet diese Wärmezustände als die spezifischen Nullpunkte der Temperatur. Bei einer Temperatur unter dem spezifischen Nullpunkte besteht ein Ruhe-, Schlaf- oder Starrezustand. Der untere spezifische Nullpunkt heißt darum auch die Schwelle des Wachstums, die betreffende Temperatur die Schwellentemperatur. Oberhalb des oberen spezifischen Nullpunktes tritt die Wärmestarre ein.

Im Wachstum jeder Pflanze macht sich ein Optimum, Minimum und Maximum der Wärme geltend. Minimum und Maximum fallen mit den spezifischen Nullpunkten zusammen. Die günstigsten Temperaturen für das Wachsen der Pflanzen im allgemeinen liegen zwischen 20—25°, also im Bereiche der Tropen. Die obere Grenze erreicht die Mehrzahl der Pflanzen bei 35—40°, die untere Grenze bei 0°. Bei den einzelnen Pflanzen sind jedoch die Grenzwerte sehr verschieden. A. de Candolle teilte die Pflanzen nach ihrem Wärmebedürfnisse ein in megatherme, die mehr als 20°, in mesotherme, die etwa 15—20°, in mikrotherme, die weniger als 15°, und in hekistotherme, die nur eine sehr geringe Wärme beanspruchen.

Jenseits des Maximums und Minimums der Temperatur hört das pflanzliche Leben keineswegs auf. Erst bei viel höheren Temperaturen tritt bei den meisten Pflanzen ein Versengen und unter weit niederen

ein Erfrieren ein. Das Versengen und Erfrieren besteht offenbar in einem Zerstören des Protoplasmas. Das Erfrieren ist nicht gleichbedeutend mit dem Gefrieren, das meist ohne schädliche Folgen ertragen wird. Der Punkt des Erfrierens liegt bei den einzelnen Pflanzen in sehr verschiedener Höhe und schwankt auch bei ein und derselben Pflanze sehr, je nach dem Entwicklungsstadium.

Gegen zu große Hitze wie gegen zu große Kälte schützt die Pflanzen vielfach der Ruhezustand, die Wärme- und Kältestarre. In einem solchen überdauern sie lebensfähig selbst die größten Kälte- und Wärmegrade der Erde. Namentlich bleiben viele Samen, auch wenn sie der äußersten Kälte ausgesetzt werden, keimfähig, wie neuere Untersuchungen mit flüssiger Luft und flüssigem Wasserstoffe, die Temperaturen von —190° und —250° erzeugen, gezeigt haben. Aus klimatischen Gründen gibt es demnach auf der Erde keine vegetationslosen Gebiete.

Große Wärme und Kälte bedingen besondere Vegetationsformen. In den heißen Gebieten der Erde finden wir Pflanzen mit geringer Blattentwicklung, mit dicken Blättern usw., worin wir allerdings meist Einrichtungen erkennen, die zugleich zum Schutze gegen eine zu große Wasserentziehung dienen. Bei den polaren Pflanzen, die also in den kältesten Regionen der Erde wachsen, bestehen die Schutzvorrichtungen gegen die Wirkung der Kälte in niedrigem Wuchse, in geringer Entwicklung der vegetativen Organe, in einer starken Ausbreitung der Wurzeln unter der Erde. Außerdem werden diese Pflanzen auch durch die eigene Laubdecke und mehr noch durch eine beständige Schneedecke geschützt.

Diese Art der vegetativen Entwicklung bietet den Pflanzen zugleich Schutz gegen die schädliche Wirkung des Windes. Wind beschleunigt in hohem Maße die Transspiration und führt in vielen Fällen zur völligen Vertrocknung der Pflanze, namentlich wenn sie sich in windstiller Zeit zuvor üppig entwickelt hat. Weiter schadet der Wind auch durch seine rein mechanische Wirkung, durch das Zerreißen der Blätter und das Abbrechen der Zweige. Die Pflanzen passen sich bei dauernd wehenden Winden diesen Wirkungen dadurch an, daß sie in der vorherrschenden Richtung der Luftbewegung wachsen und in ihrer organischen Konstruktion mehr Festigkeit erhalten. Ablenkung der Wachstumsrichtung und Verdickung der Stämme und Zweige sind somit Folgen der Windwirkung.

Für die Ausbreitung der Pflanzen über die Erde kommt dann weiter der Luftbewegung eine nicht geringe Bedeutung zu. Sie besorgt unter anderem die Verbreitung des Samens. Ferner verdanken einige Pflanzen

ihr die Befruchtung; es sind das solche, die mit sogenannten Windblüten ausgerüstet sind. Vor allem aber bestimmt der Wind, mehr noch als die Temperatur, die polare Grenze sowie auch die Höhengrenze des Baumwuchses. Diese ist vornehmlich eine Folge seiner austrocknenden Wirkung.

Niederschlag und Luftfeuchtigkeit.

Neben Licht und Wärme spielt das Wasser in dem Leben der Pflanzen die wichtigste Rolle. Sie brauchen sämtlich das Wasser zum Aufbaue ihrer Organe. Überall können wir daher eine deutliche Anpassung der Vegetation an die Feuchtigkeitsverhältnisse beobachten.

Bei dem Einflusse des Niederschlages kommt es weniger auf die Regenmenge als auf die Zahl der Regentage, die Regenwahrscheinlichkeit, die Dauer der Regenperiode und die jahreszeitliche Verteilung an.

In Klimaten mit ausgesprochenen Trockenzeiten sehen wir die Pflanzen in ihrer Entwicklung sich diesem Wechsel der allgemeinen Witterung genau anpassen; in der Trockenzeit befinden sie sich meist in einem Ruhezustande, während ihr Hauptwachstum in die feuchte Periode fällt.

Wo das ganze Jahr über Regenarmut besteht, sind die Pflanzen mit besonderen Schutzvorrichtungen gegen die Wirkung der Trockenheit, gegen die zu starke Verdunstung ausgestattet. Sie zeigen auf der Oberfläche der Blätter und Stengel Ablagerungen von kohlensaurem Kalk, von Salz und von klebrigen Massen, welche die Transspiration behindern, sie vermögen vielfach auch die Spaltöffnungen auf den Blättern zu schließen, oder die Blätter haben eine sehr verdickte Cuticula. Endlich treten auch besondere Vegetationsformen auf, indem die Blätter sich parallel zu der Richtung der Sonnenstrahlen stellen (Australien) oder eine sehr verkleinerte Oberfläche besitzen oder auch sich im Sonnenschein zusammenfalten.

Da in solchen trockenen Ländern die Pflanzen mit dem wenigen vorhandenen Wasser sehr haushälterisch umgehen müssen, so haben sich bei ihnen Eigenschaften entwickelt, die dazu dienen, auch die Feuchtigkeit der Luft zu absorbieren. Salz- und Kalkkrusten auf Blatt und Stengel saugen den Wasserdampf auf, Luftwurzeln und haarförmige Gebilde erweitern die Aufnahmefähigkeit, Hohlkehlen, Kanäle und kleine Becken auf Blatt und Stengel geben Sammelplätze für das sich aus der Luft niederschlagende Wasser.

In feuchten Gegenden bedürfen die Pflanzen wieder umgekehrt eines Schutzes gegen das Übermaß von Wasser, namentlich muß die Transspiration erhalten bleiben. Die Spaltöffnungen der Blätter, durch die die Transspiration vorwiegend erfolgt, sind durch Wachs oder Haare verdeckt, oder es haben auch die Blätter selbst eine Form, die ein schnelles Ablaufen des Wassers jederzeit bewirkt.

Die Aufnahme von Wasser aus der Luft ist für viele Pflanzen auch darum noch von besonderer Bedeutung, weil dieses immer etwas Stickstoff enthält, dessen Wert für die Entwicklung der Vegetation hinreichend bekannt ist.

Die Pflanzen haben ein sehr verschiedenes Feuchtigkeitsbedürfnis; man bezeichnet solche Pflanzen, die zu ihrer Entwicklung viel Wasser erfordern und aufnehmen, als hygrophile, solche, die sich mit geringen Mengen begnügen, als xerophile. Dagegen heißen Pflanzen, welche mit den oben erwähnten Vorrichtungen zu stärkerer Wasserabgabe versehen sind, Hygrophyten und die mit Mitteln zur Förderung der Absorption und zur Verzögerung der Transspiration ausgestatteten Pflanzen Xerophyten. Pflanzen, deren Existenzbedingungen, je nach der Jahreszeit, die von Hygrophyten oder Xerophyten sind, nennt Schimper Tropophyten. Zu ihnen gehören die meisten Pflanzen unserer mitteleuropäischen Flora.

Pflanzenphänologie.

Die Abhängigkeit der Pflanzen von den klimatischen Elementen ergibt sich klar aus der Periodizität der Vegetation im Kreislaufe des Jahres. Es lösen sich überall auf der Erde Vegetations- und Ruheperiode ab; selbst in der Tropenzone mit ihrer das ganze Jahr über so gleichmäßigen Witterung sind die Pflanzen diesem Wechsel unterworfen.

Das Gewöhnen der Pflanzen an die im Klima begründete Jahresperiode nennt man Akklimatisation. Von der Akklimatisationsfähigkeit hängt zum Teil auch die Ausbreitung einer Pflanze auf der Erde ab.

Für die Dauer der Vegetation besteht in jedem Lande ein bestimmtes mittleres Maß in Tageszahlen; es ergibt sich aus dem mittleren Datum, an welchem die Vegetation beginnt und schließt. Mit der Feststellung dieser Daten beschäftigt sich die Pflanzenphänologie, deren Aufgabe es im besonderen ist, die Beziehungen zwischen Klima

und Entwicklung der Pflanzen zu ergründen. Ihre Grundlage bildet die genaue Statistik über die Eintrittszeiten gewisser Pflanzenphasen: Keimentwicklung, Blattentfaltung, Aufblühen, Laubabfall usw.

Als die wichtigste Ursache der Vegetationsentwicklung hat man bisher allgemein die Wärme angesehen. Diese dürfte in der Tat in erster Linie das Eintreten der verschiedenen Pflanzenphasen bewirken. Allein neben der Wärme spielen sicher auch Licht und Feuchtigkeit dabei eine große Rolle. In Gebieten mit Trockenzeiten fällt die Vegetationsentwicklung stets mit dem Eintritte der Regenzeit zusammen. Beobachtungen und Untersuchungen haben außerdem ergeben, daß das Wachstum der Pflanzen sich zuweilen auch ohne jeden merklichen thermischen Einfluß vollzieht. Die Kartoffeln im Keller z. B. keimen in jedem Frühjahr, obwohl doch die Kellertemperatur nahezu die gleiche bleibt.

Eine besondere Schwierigkeit bereitet allen phänologischen Untersuchungen der Mangel geeigneten Beobachtungsmateriales über die klimatischen Verhältnisse. An den meteorologischen Stationen werden die Beobachtungen möglichst unter Ausscheidung aller örtlichen Einflüsse ausgeführt; für die Pflanzenentwicklung sind aber gerade diese oft entscheidend. Weiter werden dort meist nur Schattentemperaturen gewonnen, während doch für die Vegetation vermutlich die direkte Strahlung am wirksamsten ist.

Die bisherigen Untersuchungen haben zunächst gezeigt, daß für die Entwicklung der Pflanzen nicht die Einzeltemperaturen von Bedeutung sind, sondern daß es vielmehr auf die Dauer gewisser Temperaturen ankommt. Man bildete darum Temperatursummen, indem man sämtliche in eine Entwicklungsphase fallenden Wärmegrade summierte. Da man annahm, daß diese beständig seien, bezeichnete man sie auch als thermische Konstanten.

Die Summen wurden nach sehr verschieden Gesichtspunkten gewonnen. A. de Candolle berechnete die Summen von 0^0, 1^0, 2^0 usw. an, so daß er also Werte erhielt, die von der Dauer gewisser Grade der Temperatur abhängig sind. Für derartige Betrachtungen bilden auch die von Köppen hergestellten klimatischen Karten, in denen die Wärmezonen der Erde nach der Dauer der heißen, gemäßigten und kalten Zeit veranschaulicht werden, eine gute Grundlage (S. 264).

Später sind durch von Oettingen die Temperatursummen von den spezifischen Nullpunkten aus zusammengestellt worden, die er zugleich empirisch festzustellen suchte. Hoffmann summierte dagegen alle

positiven Temperaturen vom 1. Jan. an und benutzte dabei nur die Insolationstemperaturen. Gegen die Zweckmäßigkeit dieses Verfahrens spricht jedoch die experimentell festgesetzte Tatsache, daß die Entwicklung der Pflanzen auch bei einer Temperatur unter 0° vor sich gehen kann, und daß die Entwicklung, einmal begonnen, nicht wieder stillesteht, wenn die Temperatur vorübergehend unter den Gefrierpunkt sinkt.

Untersuchungen von Linsser über die Beziehungen zwischen der Vegetation und dem Klima haben zur Erkenntnis geführt, daß zwischen der Zeit der Pflanzenphasen und den klimatischen Zuständen ein gewisser Ausgleich besteht; das Gesetz lautet: „Die an zwei verschiedenen Orten den gleichen Vegetationsphasen zugehörigen Summen von Temperaturen über 0° sind den Summen aller positiven Temperaturen beider Orte proportional.“ In Brüssel ist z. B. die Summe aller positiven Temperaturen 3687°, in Petersburg 2253°, für die Blütezeit von Anemone und Haselstrauch ergaben sich daher für Brüssel 184°, für Petersburg 93°, das Verhältnis beider Zahlen zueinander ist somit fast dasselbe, nämlich 0,05, bez. 0,04. Jenem Gesetze entspricht auch das Resultat der Untersuchungen über die Entwicklung der Getreidearten in Europa, nach dem diese unter gleichen Breiten von Westen nach Osten immer geringere Temperatursummen erfordern.

Daß jedoch in der Entwicklung der Pflanzen die Temperatur nicht der einzige maßgebende Faktor ist, geht zwingend aus dem Vorhandensein einer phänologischen Inversion hervor; es treten nämlich in der Reihenfolge der Entwicklungsphasen verschiedener Pflanzenarten während der einzelnen Jahre Wechsel ein; während in dem einen Jahre die eine Pflanze früher blüht als die andere, ist im nächsten Jahre das Umgekehrte der Fall. Die Vegetation ist dem gesamten Klima angepaßt, nicht einzelnen klimatischen Elementen. Aus diesem Grunde kommt der Pflanzenphänologie ein hoher klimatologischer Wert zu; namentlich vermögen die phänologischen Karten die meteorologischen Beobachtungen lehrreich zu ergänzen und zu erläutern. Der Einzug des Frühlings in Mitteleuropa wird z. B. vortrefflich durch die phänologische Karte von Ihne veranschaulicht, die sich auf die mittleren Eintrittszeiten bestimmter Pflanzenphasen stützt.

Literatur:

Günther, Die Phänologie, ein Grenzgebiet zwischen Biologie und Klimakunde. — Münster 1895.

E. Ihne, Phänologische Karte des Frühlingseinzuges in Mitteleuropa. (Pet. Geogr. Mitt., 1905.

Die topischen Verhältnisse.

Durch den orographischen Aufbau des Landes wird zunächst eine sehr verschiedene Exposition gegen Licht und Wärme geschaffen, die das Pflanzenleben entscheidend beeinflußt. Die Berge und Täler verändern weiter beständig das Klima und rufen dadurch zugleich geänderte Lebensbedingungen für die Pflanzen hervor.

In den kalten Polarländern ermöglicht nur eine günstige Exposition die Pflanzenentwicklung. Auch in der Vegetation der Hochgebirge spielt sie eine wichtige Rolle. Es gibt sich das klar in den Höhengrenzen zu erkennen. Nach Sendtner liegt die obere Grenze der Buche in den bayrischen Alpen

bei einer Exposition nach	O	S	W	N
in einer Höhe von	1495	1530	1520	1465 m.

Weiter wird durch die Bodengestalt das Wachstum der Pflanzen mittelbar beeinflußt, indem sie eine sehr verschiedene Be- und Entwässerung bewirkt. Von dem geneigten Boden wird außerdem der für die Pflanzenentwicklung nötige Humus leichter von Regen und Wind abgespült, während der horizontale Boden meist reich an Humuserde ist.

Jeder Boden hat überdies gewisse physikalische und chemische Eigenschaften, von denen das Pflanzenleben sich wesentlich abhängig zeigt. Sie sind meist in der geognostischen Zusammensetzung und vielfach auch in dem ganzen geologischen Aufbaue begründet.

Die für die Entwicklung der Vegetation wichtigsten physikalischen Eigenschaften sind das Wärmeleitungs- und Wärmestrahlungsvermögen, die Absorptionsfähigkeit für Wasser, die mechanische Zersetzbarkeit und Verwitterungsfähigkeit.

Die letzten Eigenschaften bedingen den Grad der Humusbildung. Thurmann unterscheidet danach dysgeogene oder schwer verwitterbare und eugeogene oder leicht verwitterbare Bodenarten.

In ihrem physikalischen Verhalten weichen Fels, Sand und Ton oder Lehm sehr voneinander ab. Hierauf beruht die Einteilung der Pflanzen in Fels-, Sand- und Tonpflanzen.

Die chemischen Eigenschaften des Bodens bestehen hauptsächlich in Beimengungen von Kalk, Kieselerde und Kochsalz. Unger's Beobachtungen bei Kitzbühel in Tirol führten zu der Annahme, daß gewisse Pflanzen nur auf kalkhaltigem, andere nur auf kieselhaltigem Boden gedeihen könnten. In der Tat lehrt die Erfahrung ein Gebunden-

sein einzelner Pflanzenarten an bestimmte Bodenarten. Man bezeichnet sie als bodenstete, denen die mit jedem Grunde vorlieb nehmenden bodenvagen Pflanzen gegenüberstehen. Eine Mittelstellung nehmen dann die bodenholden Pflanzen ein, die für gewisse Bodenarten eine Vorliebe zeigen.

Je nach dem Gebundensein an Kieselerde, Kalk oder Kochsalz nennt man diese Pflanzen auch Kiesel-, Kalk- oder Salzpflanzen (Halophyten) oder auch kieselstete, kieselholde usw. Pflanzen.

Die Bodenstetigkeit der Pflanzen faßt man heute so auf, daß Kalkpflanzen auf Kalkboden im Kampfe ums Dasein mit Kieselpflanzen siegen, während sie auf Kieselboden unterliegen. Nach den Ergebnissen experimenteller Untersuchungen ist es eigentlich richtiger, die Kieselpflanzen nur kalkfeindlich zu nennen, da sie auf Kalkboden mit mindestens 2—3 Proz. Calciumkarbonat wegen des Übermaßes an Kalk zugrunde gehen. Vielfach dürften aber neben den chemischen vor allem die physikalischen Eigenschaften des Bodens von entscheidender Wirkung sein. Zuweilen sind auch die übrigen Lebensbedingungen für das Gedeihen oder Nichtgedeihen der Pflanzen allein maßgebend. Daraus erklärt es sich, daß dieselbe Pflanze an dem einen Ort als bodenstet, an dem andern auf dem gleichen Boden als bodenvag erscheint.

Die Abhängigkeit der Pflanzen in ihrer Verbreitung von der Bodenbeschaffenheit ergibt sich klar auch aus der Pflanzenstatistik oder Floristik. Diese lehrt uns, daß gewisse Pflanzen vorwiegend auf bestimmten Bodenarten vorkommen; man kennt eine Urgesteins-, Basalt-, Dolomiten-, Kalkstein-, Sandstein-, Geröll-, Humus-, Sand-, Lehm- und Salzflora.

Mitbewohner des Standortes.

Die Pflanzen hängen in ihrer Entwicklung und Verbreitung in hohem Grade auch von den Mitbewohnern ihres Standortes ab. Vor allem besteht überall ein lebhafter Konkurrenzkampf der Pflanzen untereinander, namentlich unter nahe verwandten Arten. Es liegt darin mit ein Grund, daß sich die Grenzen des Artenvorkommens oft nicht klimatisch deuten lassen.

Andererseits sind viele Arten an ein Zusammenleben in Genossenschaften gebunden. Ein kennzeichnendes Beispiel dafür liefern unsere Wälder, in denen wir eine große Zahl von Pflanzen finden, die nur in dieser Gemeinschaft gedeihen. Auch die Epiphyten, Saprophyten und

Parasiten bedürfen zu ihrer Entwicklung anderer Pflanzen, die ihnen Standort und zugleich Nahrung liefern.

Die Abhängigkeit von den mitbewohnenden Tieren zeigt sich vornehmlich in der Notwendigkeit der Insektenbefruchtung bei vielen Pflanzen. In Gebieten, wo die Insekten fehlen, wie auf den ozeanischen Inseln, finden wir daher eine eigene Vegetation. Die Pflanzen, die auf Insektenbefruchtung angewiesen sind, haben meist Eigenschaften, die dem Zwecke solcher Befruchtung dienen; dazu gehören die Blütenfarbe und der Blütenduft, welche Lockmittel für die Insekten sind, oft auch die Gestalt und innere Einrichtung der Blüten, die die Insekten zur Übertragung des Blütenstaubes auf den Stempel zwingen.

Daneben finden wir auch viele Schädigungen des Pflanzenlebens durch die Tiere. Unter anderem vernichten die Pflanzenfresser einen großen Teil der Vegetation. Einzelne Pflanzen besitzen gegen diese Feinde besondere Schutzvorrichtungen, die in festerem Gewebe, in Stacheln und Dornen, in äußerlicher Unscheinbarkeit, in Ungenießbarkeit und auch in großer Lebensfähigkeit ihrer unterirdischen Organe bestehen. Unendlich ist auch die Zahl der kleinen Schädlinge, der Käfer, Raupen, Würmer usw., die nicht selten zur völligen Vernichtung der Pflanze führen. Dazu gehören die Heuschrecken, die wenigstens vorübergehend alles Pflanzenleben zerstören.

Der Einfluß des Menschen als Mitbewohner beruht zum größten Teil auf der Urbarmachung des Bodens, wodurch viele Pflanzen direkt vernichtet, anderen die Lebensbedingungen geraubt werden. Sodann ändert der Mensch die Vegetation eines Landes durch die absichtliche und unabsichtliche Einführung neuer Gewächse.

Auch durch das Halten von Weidevieh gehen ganze Pflanzenbestände zugrunde. Eine Hauptursache der Waldlosigkeit vieler Gebiete Südeuropas ist z. B. das Halten der Ziege in jenen Ländern, wodurch namentlich das Wiederaufforsten verhindert wird.

Biologische Eigenschaften der Pflanzen.

Die Möglichkeit der Entwicklung und die Art der Verbreitung der Pflanzen beruht auch auf den besonderen biologischen Eigenschaften der verschiedenen Gewächse. Zunächst kommt hier die Vermehrungsfähigkeit in Betracht. Diese ist bei vielen Pflanzen eine ganz außerordentliche. Wir erinnern hier nur an das massenhafte Auftreten von Unkräutern auf jungfräulichem Boden. Bei anderen Pflanzen ist die

Vermehrung wieder so geringfügig, daß sie immer auf ein kleines Verbreitungsgebiet beschränkt bleiben.

Weiter hängt die Ausbreitung der einzelnen Pflanzenarten von ihrer Migrationsfähigkeit ab. Die Wanderung der Pflanzen ist vorwiegend eine passive. Eine aktive Fortbewegung erfolgt nur durch Ausläufer, Nebenknollen und durch Schleudervorrichtungen, durch die die reife Frucht ausgestreut wird.

Für die passive Wanderung gibt es verschiedene Transportmittel. Die Samen werden durch die bewegte Luft, durch strömendes Wasser, besonders durch Meeresströmungen, durch Tiere, z. B. durch körner- und beerenfressende Vögel, und auch durch den Menschen über weite Gebiete verschleppt. Die Ausbreitung durch den Menschen ist meist unabsichtlich. Die Pflanzen folgen vielfach dem Verkehre. Es gibt charakteristische Eisenbahndamm- und sogar Jahrmarktspflanzen. Die ersteren werden mit den Eisenbahnwagen, die letzteren mit den Schaubuden fortgetragen.

Die Vegetation.

Das Pflanzenkleid der Erde kann man nach der Art, sowie auch nach der äußeren Form der Pflanzen betrachten; im ersteren Falle haben wir es mit der Flora, im zweiten mit der Vegetation zu tun. Nach Drude wird die Flora bestimmt durch den Systemcharakter, die Vegetation durch die biologischen Merkmale ihrer Bürger.

Vegetationsformen.

Jedes Gewächs entwickelt sich nach den klimatischen und topischen Verhältnissen seines Standortes und nach seinen biologischen Eigenschaften in einer bestimmten Weise und erscheint demnach auch in einer bestimmten Vegetationsform.

Die einzelnen Pflanzen- und Vegetationsformen faßt man zu Vegetationsklassen zusammen. Die Anordnung zu diesen erfolgt nach verschiedenen Gesichtspunkten; so unterscheidet man Wasser- und Landpflanzen, Licht- und Schattenpflanzen usw. Am zweckmäßigsten ist die der Anschauung entlehnte Gliederung in Bäume, Sträucher, Stauden, Moose, Flechten usw.

Bäume und Sträucher sind oberirdisch ausdauernde Holzgewächse

mit beständiger oder periodischer Belaubung. Unter den periodisch belaubten gibt es sommergrüne und regengrüne Pflanzen. Die Bäume tragen Kronen oder Wipfel (Wipfelbäume), oder sie sind Schopfbäume (Palmen).

Andere Holzgewächse erscheinen in der Form der Lianen, der Mangroven oder als Parasiten.

Weitere Vegetationsformen stellen uns die Stamm- und die Blattsukkulenten, die auch in der Vegetationsperiode unbelaubten Gesträuche, die Halbsträucher, deren Gezweig nach wenigen Vegetationsperioden abstirbt, die Epiphyten, die Rosettenträger (Banane, Farne), die Stauden, die als perennierende oder als ein-und zweijährige Kräuter oder als Knollen- und Zwiebelgewächse auftreten, die See- und Süßwasserpflanzen, die Moose, die Flechten und die Pilze.

Vegetationszonen.

Die verschiedenen Vegetationsformen sind an bestimmte Lebensbedingungen gebunden. Sie zeigen in ihrer Verbreitung auf der Erde eine zonale Anordnung. Drude unterscheidet 6 Vegetationszonen. Nach ihm faßt jede Vegetationszone die analogen Glieder aus den Vegetationsformen, ausgezeichnet durch gleiche Wachstumsperiode und auf den gleichen Zweck zielende Anpassung und Schutzeinrichtung, nach ihrer geographischen Ausbreitung auf der Erde zusammen.

Die 6 Vegetationszonen sind folgende:

1. Arktische Glazial-und Tundrazone zwischen Eiswüste und polarer Baumgrenze mit Halbstrauch- und Staudenform, mit Moosen und Flechten, mit nur perennierenden Pflanzen und einer kurzen Vegetationsperiode von höchstens 3 Monaten.

2. Zone der Zapfen- und sommergrünen Laubbäume, der sommergrünen Moore und Wiesen. Sie reicht von der polaren Baumgrenze bis zu den sommerdürren Gebieten. In ihr finden wir vorwiegend sommergrüne Laubbäume, immergrüne Nadelhölzer, Halbsträucher, Stauden, Moose, Flechten, ein- und zweijährige Kräuter und Süßwassergewächse. Die Vegetationsperiode dauert 3—7 Monate. Drude gliedert sie noch in eine nördliche kalte Abteilung mit Wäldern, Mooren und Wiesen, eine südliche gemäßigte Waldabteilung mit stetem Regenfalle und eine südliche gemäßigte Graslandabteilung mit geringem Regenfalle im Hochsommer.

3. Nördliche Zone immergrüner, mit sommergrünen gemischter Sträucher, Laub- und Zapfenbäume und der sommerheißen Steppen und Wüsten. In dieser sind immergrüne belaubte Wipfelbäume und Gebüsche, Stamm- und Blattsukkulenten, blattlose Gesträuche, Zwiebelpflanzen und Gräser die charakteristischen Formen. Die Vegetation hat nur eine kurze Ruheperiode. Auch hier unterscheidet Drude drei Unterabteilungen; in der einen herrschen immergrüne und sommergrüne Wälder und Gebüsche vor, die andere umfaßt die Steppen und Wüsten mit kaltem Winter, die dritte die subtropischen Wüsten mit milder Temperatur auch im Winter.

4. Zone der tropischen immergrünen oder je nach den Regenzeiten periodisch belaubten Vegetationsformen. Zu diesen gehören namentlich Palmen, Pandaneen, Musaceen, an den Küsten Mangroven, in den Wäldern Lianen und Epiphyten, Holzparasiten und Saprophyten, ferner Stamm- und Blattsukkulenten und Moose. Je nach der Regenverteilung oder der Höhenlage ändern sich die kennzeichnenden Vegetationsformen; wir haben eine trockene tropische Abteilung mit einer Trockenperiode von mehr als 3 Monaten, in der wir die Savannen treffen, eine feuchtwarme und eine Hochgebirgsabteilung.

5. Südliche Zone immergrüner und periodisch belaubter Laubholz-Wipfelbäume und Zapfenbäume, immergrüner und dorniger Gebüsche und sommerdürrer Steppen. Sie enthält Grasfluren und Wüsten wie in den Pampas oder in der Kalahari, oder Gebiete mit vorherrschend immergrünen Wäldern, z. B. in Natal, Ostafrika und dem südlichen Brasilien, oder weiter Winterregengebiete mit immergrünen Gebüschen, oder endlich Länder mit ozeanischem Klima wie Neuseeland und Tasmanien, wo immergrüne Laubbäume vorwiegen.

6. Antarktische Zone immergrüner niederer Busch- und periodischer Gras- und Staudenvegetation, reich an Moosen und Flechten. Wo der Niederschlag reichlicher fällt, wie im pazifischen Patagonien, sind noch Gebüsche vorhanden; im regenarmen atlantischen Patagonien finden wir Dorngestrüppe, auf den antarktischen Inseln fehlen dagegen die Gebüsche ganz.

Die Vegetationszonen nördlich und südlich des Äquators entsprechen sich nicht völlig. Die Ursache dieser Verschiedenheit ist nicht in den klimatischen Verhältnissen zu suchen, sie ergibt sich vielmehr aus der Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt.

Zwischen den Vegetationszonen und den klimatischen Zonen

der Erde bestehen gleichwohl gewisse Beziehungen. So fällt die Baumgrenze annähernd mit der 10°-Sommerisotherme und die Grenze tropischer Vegetation mit der Jahresisotherme von 24° zusammen. Allein im Pflanzenleben kommt der Dauer gewisser Temperaturen meist eine viel höhere Bedeutung als ihrer Höhe zu. Darum passen sich die Vegetationszonen am besten Köppen's Wärmezonen (S. 264) an, die sich auf die Dauer der heißen, gemäßigten und kalten Zeit gründen. Wo Abweichungen auftreten, geben neben der Wärme vermutlich Licht und Feuchtigkeit den Ausschlag.

Es fällt nach Drude etwa zusammen:

Die 1. Vegetationszone mit der nördlichen Polarzone jenseits der 10°-Juliisotherme.

Die 2. Vegetationszone mit dem nördlichen kalten Gürtel, wo mindestens 1, höchstens 4 Monate über 10°, also 1—4 Monate gemäßigt, die übrigen Monate kalt sind.

Die 3. Vegetationszone mit der sommerheißen oder konstant gemäßigten Zone, in letzterer kein Monat über 20°, keiner unter 10°; in ersterer höchstens 4 Monate über 20° und nur 4 Monate unter 10°, wärmster Monat mindestens 22°.

Die 4. Vegetationszone mit der auch klimatisch als tropisch gekennzeichneten Zone, in der alle Monate eine Temperatur von mehr als 20° herrscht.

Die 5. Vegetationszone mit der südlichen gemäßigten Zone mit heißem oder gemäßigtem Sommer und kaltem Winter.

Die 6. Vegetationszone mit dem südlichen kalten Gürtel, in dem nur 1—4 Monate über 10° haben.

Die Vegetation hat auch Schimper wesentlich im Auge, wenn er in seiner Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage die Erde dem Klima entsprechend in Zonen einteilt, in die tropischen, die temperierten Zonen und die arktische Zone, die infolge der verschiedenen thermischen Verhältnisse, zugleich auch im systematischen Charakter voneinander abweichen. Da die Temperaturzonen selbst keineswegs um den ganzen Erdball floristisch und pflanzenökologisch gleichartig sind, so gliedert er sie weiter in Pflanzengebiete, für deren Aufstellung vorwiegend die Feuchtigkeitsverhältnisse maßgebend sind, indem je nach den Hydrometeoren der Gehölz-, der Gras- oder Wüstentypus herrscht.

Vegetationsformationen.

Der zonalen Einteilung der Vegetation der Erde liegt nur ein biologisches Prinzip zugrunde. Fügen wir den biologischen auch die systematischen Merkmale zu, so kommen wir zu den Vegetationsformationen, wie sie Grisebach aufgestellt hat. Diese bedingen die eigentliche Landesphysiognomie, sie entstehen durch Vergesellschaftung einzelner Vegetationsformen, die gewissen Pflanzenarten eigen sind. Nach Drude ist die Geselligkeit bestimmter Arten mit bestimmten biologischen Erscheinungen in erster Linie maßgebend für die Landesphysiognomie, und diese findet eben ihren wissenschaftlichen Ausdruck in dem Begriffe der Vegetationsformation.

Für die Einteilung nach Geselligkeiten oder Anschlüssen der Pflanzenarten zu Beständen oder Formationen sind einige allgemeine Gesichtspunkte entscheidend. Die Formationen ergeben sich zunächst aus dem Grade der Häufigkeit, in welcher eine Pflanze auftritt. Einige Pflanzen bilden für sich ganze Bestände, andere erscheinen heerden- oder truppenweise, wieder andere zeigen sich immer nur in vereinzelten Exemplaren.

Weiter wird die Formation bestimmt durch die Wachstumsform, unter welcher eine Pflanze im Anschlusse an die Jahresperiode in erwachsenem Zustande auftritt. Man unterscheidet gleichförmige und ungleichförmige Bestände, je nachdem sie aus einer oder aus mehreren Vegetationsformen zusammengesetzt sind. Zuweilen bezeichnet man die Formationen auch als mehrschichtige, wenn sie z. B. wie unsere Wälder in den niederen Kräutern, den Sträuchern und den Baumkronen deutlich mehrere Vegetationsschichten übereinander erkennen lassen.

Bei der Bestimmung der Formationen sind endlich auch die klimatischen Faktoren und die allgemeinen Standortsverhältnisse zu berücksichtigen, von denen die Entwicklung der Pflanze abhängt. Schimper unterscheidet danach klimatische und edaphische oder Standortsformationen. Nicht minder spielen hier die besonderen Eigentümlichkeiten in der Ernährung oder Fortpflanzung der Gewächse eine Rolle. Diese bringen sie oft in einen notwendigen Zusammenhang mit anderen pflanzlichen oder tierischen (Insekten) Organismen.

Nach solchen Gesichtspunkten können wir nach Drude folgende Formationen aufstellen: die Waldformation, die Gebüsch- und Strauchformation, die Grasflur- und Staudenformation, die Moos- und Flechtenformation und die glaziale und Steppenformation.

Die Waldformation tritt in sehr verschiedenen Zusammensetzungen auf, sie ist gewöhnlich auch mehrschichtig. Nach Drude haben wir folgende Formationsarten zu unterscheiden:

1. Formation der tropischen Regenwälder, üppig, mehrschichtig, meist immergrün. Unter den Pflanzen wiegen Lianen und Epiphyten, ferner Palmen, Pandaneen, Rosettenträger, Bambusen, Farne und viele dikotyle Laubbäume vor. Die Artenmannigfaltigkeit in den tropischen Wäldern ist außerordentlich groß, gesellige Pflanzen geradezu selten. Weiter treten die Holzgewächse überall in den Vordergrund. Die Blüten an den Pflanzen sind wenig auffallend, die Früchte dagegen sehr groß.

2. Formation der tropischen Küstenwälder oder der Mangroven, die meist aus Rhizophoraceen besteht. Sie findet sich an flachen Meeresküsten ohne Brandung, aber mit Ebbe und Flut im Bereiche brackigen Wassers.

3. Formation der tropischen regengrünen Wälder. Sie ist ausgebreiteter als die der Regenwälder. Die Vegetation zeigt hier eine Ruheperiode infolge einer Dürrezeit im Winter. Die dikotylen Bäume entlauben sich daher. Auch finden wir viele xerophytische Pflanzen (Sukkulenten), dagegen wenig epiphytische.

4. Formation der subtropischen Wälder mit immergrünen Bäumen. Hier begegnen wir Lorbeer, Oliven, Eukalyptus, Cypressen und verschiedenen Nadelhölzern. Die Bäume entwickeln meist nur eine geringe Üppigkeit im Laube, Winterkälte ist ihnen schädlich. Die Palmen verschwinden fast ganz. In den einzelnen Gebieten der Erde ist diese Formation sehr verschieden gebildet, wie ein Blick auf die subtropischen Bestände Australiens, Südamerikas und der europäischen Mittelmeerländer deutlich lehrt.

5. Formation der winterkalten Wälder mit periodischer Belaubung und immergrünen frostharten Nadelhölzern. In ihr macht sich die Wirkung der Temperatur deutlich geltend. Namentlich ist für die Zusammensetzung der Bestände die Winterkälte entscheidend. Im Seeklima hat diese Formation auch immergrüne Bäume. Da auf der südlichen Hemisphäre das ozeanische Klima vorherrscht, so fehlt dort diese Vegetationsformation ganz, zumal da auch die Sommerwärme sehr gering ist. Auf der Nordhemisphäre bedingt gerade die hohe Sommertemperatur eine kräftige Waldvegetation, selbst in dem eisigen Sibirien.

Monokotyle Bäume fehlen in den winterkalten Wäldern. Diese Wälder sind häufiger als irgendwo auf der Erde Bestände einer Art.

Charakteristisch ist außerdem für sie die meist mehrfache Schichtung der Vegetation.

Die Gebüsch- und Strauchformation bildet vielfach als Unterholz eine der Schichten der Waldbestände; als solches stellt sie aber keine selbständige Formation dar. Wir treffen sie jedoch in großer Mannigfaltigkeit der systematischen Zusammensetzung überall auf der Erde. In den winterkalten Klimaten bestehen sie aus Coniferen- (Krummholz-, Zwerg- und Wacholderbestände) und aus Erikaceen- (Alpenrosen, Azaleen und Heidegewächse) Beständen, weiter aus Heidelbeer- und immergrünen Preiselbeersträuchern, aus Weidengebüschen an Flüssen und Seen oder jenseits der Baumgrenze und aus Dorngebüschen.

In dem mediterran-orientalischen Gebiete Europa-Asiens ist diese Formation durch die sogenannten Macchien vertreten, die durch die bekannten immergrünen Gewächse wie Lorbeer, Myrte, Olive usw. gebildet werden. Hierher gehören ferner die artenreiche australische Gebüschformation (Scrub), das Buschland Südafrikas, von den Holländern Bosjes genannt, die Campos Brasiliens und zahlreiche Strauchbestände von Pflanzen, welche mit Schutzeinrichtungen gegen die Trockenheit versehen sind. Es sind namentlich Dorngebüsche, die wir auf den chilenischen Anden, in Mexiko, auf der Carroo-Hochfläche Südafrikas und in anderen Trockengebieten der Erde finden. Auch die Euphorbiaceenbestände Südafrikas zählen dazu.

Die Grasflur- und Staudenformation setzt sich aus ausdauernden krautartigen Pflanzen zusammen. Einjährige Kräuter geben keine geschlossenen Bestände, sondern nur Nebenbestände. In erster Linie treten hier die Gräser und Riedgräser bestimmend auf. Man trennt darum auch die eigentlichen Grasfluren von den anderen Staudenbeständen.

Die Grasfluren, die oft von Stauden, Sträuchern und Bäumen begleitet werden, sind nach Drude Wiesen, Grassteppen oder Savannen.

Die eigentlichen Wiesen werden vorwiegend von Gramineen, süßen Gräsern mit kurzem Rasen, gebildet. In den sogenannten Grasmooren bedecken dagegen Cyperaceen, Riedgräser und saure Gräser den torfigmoorigen Boden. Nebenbestände auf Wiesen sind Stauden, Halbsträucher und Moose, Bäume fehlen. Die Vegetationsruhe fällt in den Winter.

Auf den großen Grassteppen liegt die Vegetationsruhe in der heißen Jahreszeit. Die üppigste Entwicklung des Pflanzenlebens findet im Frühjahr oder nach Eintritt der Regenzeit statt. Auch hier liefern Stauden, meist hochwüchsige, zugleich mit Knollen- und Zwiebelgewächsen die Nebenbestände.

Auf den Savannen endlich haben wir die Ruhe in der trockenen Jahreszeit. Für sie sind hohe Gräser (Cyperaceen) charakteristisch. Als Nebenbestände treten Bäume auf, die mit Schutzeinrichtungen gegen die Dürre versehen sind und meist eine epiphytische Vegetation tragen.

Die Grasflurformation wird vielfach durchdrungen von Wald- und Hochstaudenformation. In den Grasfluren der Tropen begleiten die Flußläufe oft dichte Wälder, als Galeriewälder bezeichnet.

Der Wechsel von Wald- und Grasflur bringt die sogenannten Parklandschaften hervor, die wir z. B. am Amur und auf Kamtschatka treffen.

Zur Staudenformation gehören weiter auch die Hochstaudenbestände, die meist aus Umbelliferen und Kompositen bestehen, die Matten, auf denen neben den Wiesengräsern niedrige Rasen- und Rosettenstauden wachsen, und endlich die Triften, wo die Gräser nicht mehr rasenbildend sind, vielmehr niedrige Stauden den Boden bedecken.

Die niedrigsten Pflanzenbestände liefern die Moos- und Flechtenformationen. Sie treten im allgemeinen in der Vegetation sehr zurück, nur nach den Polen und auf den Bergeshöhen erlangen die Kryptogamen eine größere Bedeutung im Pflanzenkleide des Bodens infolge ihrer Widerstandsfähigkeit und Genügsamkeit. Die Moose sind wegen ihres großen Wasserbedürfnisses auf Gebiete ohne warme Trockenzeit beschränkt, die Flechten dagegen sind den Wirkungen der Dürre gegenüber sehr unempfindlich.

Auf der Erde erscheinen diese Formationen als Überzüge der Felsen, als Mooswiesen und als Moos- und Flechtentundra, sowie als Sumpfvegetation. An der letzteren nehmen nur die Moose teil. Die Moosmoore werden vorwiegend von Sphagnaceen aufgebaut. Diese haben ihre größte Ausbreitung in der kalten und gemäßigten Zone.

Die Formation der Binnengewässer wird von untergetauchten Wasserpflanzen, von Schwimmpflanzen und von Sumpfpflanzen gebildet. Wir begegnen hier auch ganz neuen Ordnungen, so den Süßwasseralgen, die auf dem Lande nicht vertreten sind. In ihrer Verbreitung über die Erde zeigt diese Formation große Einförmigkeit.

Dasselbe gilt auch im allgemeinen von den ozeanischen Formationen, die sich namentlich aus Algen als Seetange (Fucoiden) und Seegräsern zusammensetzen. Diese Pflanzen treten oft in ungeheuren Beständen auf. Durch die vom Ufer losgelösten und verschleppten Tange entstehen in den Windstillengebieten unter den Wendekreisen ausgedehnte Tangwiesen, Sargassomeere.

Weit verbreitet über die Erde sind auch die glaziale und die Steppen-Formation. Diese haben viel Gemeinsames. Sie stellen beide keine geschlossenen, sondern nur zusammenhängende Bestände dar, und beide stehen überdies in ununterbrochenem Kampfe mit der Wüste. In der glazialen Formation werden die Pflanzen durch eine Eiswüste, in der Steppenformation durch eine trockene Glutwüste bedroht. Sie sind daher mit besonderen Schutzmitteln ausgestattet und in ihrem Wuchse genau den gegebenen Lebensbedingungen angepaßt. Das Baumleben ist in beiden Formationen ausgeschlossen.

Höhenregionen der Vegetation.

Wie sich das Klima mit der geographischen Breite polwärts ändert, so bekommt es auch mit der Zunahme der Höhe ein anderes Gepräge. Wir beobachten vor allem eine Abnahme der Temperatur, ferner zunächst eine Zunahme, dann in den größeren Höhen eine Verminderung des Niederschlages und hier endlich auch eine heftigere Luftbewegung, intensivere Strahlung, sowie eine stärkere Verdunstung. Diese Änderungen der klimatischen Elemente bedingen auch einen Wechsel in der Entwicklung der Vegetation.

Schimper unterscheidet 3 Regionen oder Gürtel der Vegetation. Bei dem Anstiege der Gebirge kommen wir zunächst in die basale Region. Die Vegetation ist nur wenig verändert, sie gleicht ganz derjenigen des vorgelagerten Tieflandes an den Stellen, wo größere Feuchtigkeit vorhanden ist. Darauf folgt dann die montane Region, in der wir eine Vegetation treffen ähnlich der des Tieflandes höherer Breiten. Sie reicht im allgemeinen bis zur Waldgrenze. Den Abschluß bildet die alpine Region, deren Pflanzenkleid ganz die Wirkung des alpinen Höhenklimas zeigt. Sie hat im Tieflande kein Seitenstück und ist auch von der arktischen Vegetation wesentlich verschieden.

Diese Regionen zeigen natürlich je nach der geographischen Lage der Gebirge ein sehr verschiedenes Aussehen. Sie erweisen sich durchaus abhängig von den allgemeinen klimatischen und orographischen Verhältnissen des Flachlandes, aus dem die Gebirge aufsteigen. Die tropischen Vegetationsregionen sind keineswegs unmittelbar mit denen der gemäßigten Zone vergleichbar. Und selbst in den gemäßigten Zonen tragen nur die einander nahe gelegenen Gebirge ähnliche Höhengürtel der Vegetation.

Diese Vegetationsgürtel sind für verschiedene Gebirge der Erde

bereits eingehend untersucht. Schon A. v. Humboldt hat den Versuch gemacht, die Höhenregionen für die südamerikanischen Anden festzustellen. Unter den Vegetationsformen der Gebirgsgehänge fällt die Grenze des Baumwuchses am meisten in das Gewicht. Sie ist für viele Gebirge genau bestimmt und erscheint in ihrer Lage durchaus als klimatisch bedingt. Wie die Schneegrenze senkt sie sich polwärts und liegt unter der gleichen Breite im Seeklima tiefer als im Kontinentalklima. Die höchsten Baumbestände finden wir in Tibet in einer Höhe von 4600 m. Neben der Temperaturabnahme behindert auch die mit der Höhe zunehmende Stärke des Windes den Baumwuchs. An der Grenze verkümmern die Bäume zum sogenannten Krummholz.

Auch innerhalb des Waldgürtels der Gebirge beobachten wir Änderungen im Bestande. In den Alpen setzt sich die untere Waldregion vorwiegend aus Laubholz zusammen. Auf diesen Laubwaldgürtel folgt dann der Nadelwald, der meist aus Fichten, Lärchen und Arven besteht.

Die Alpen zeigen im allgemeinen 4 übereinander liegende Regionen. Die tiefste wird durch Wein- und Obstbau charakterisiert, sie erreicht etwa 600—700 m. Dann folgt die Laubwaldregion, deren obere Grenze 1300—1400 m hoch liegt. Sie wird abgelöst durch die Region der Nadelwälder, die noch um 600 m höher steigt. Weiter hinauf herrscht die eigentliche Alpenregion mit Beständen von Alpenrosen, mit Staudenmatten und Moosen und Flechten im Bereiche des ewigen Schnees.

Geographische Verbreitung der Pflanzen.

Grenzen der Pflanzenareale.

Die Verbreitung der Pflanzen wird von jenen Faktoren, welche die vegetative Entwicklung der Gewächse in erster Linie bedingen, von Klima, Boden und Lebenslage, ebenfalls beeinflußt; jedoch wird sie wesentlich auch bestimmt durch die allgemeinen geographischen Verhältnisse wie Gestalt und Größe der Festländer, Lage und Höhe der Gebirge usw. und durch die geologische Entwicklung. Daher decken sich die tatsächlichen Pflanzenareale mit den in bezug auf Boden und Klima möglichen Arealen keineswegs. Wir erkennen das aus den häufigen Neuansiedlungen oder Naturalisationen von Pflanzen. So sind z. B. im Aucklanddistrickte Neuseelands fast 400 Arten neu eingebürgert, die sämtlich dort gut gedeihen.

Bei der Frage nach der räumlichen Ausbreitung der Pflanzen haben wir genau auf den Systemcharakter zu achten, vor allem auch an eine scharfe Definition der Art uns zu halten, da nach de Candolle die Verbreitung der Arten die eigentliche Grundlage aller pflanzengeographischen Betrachtungen geben muß.

Vielfach bilden neben den Arten auch ganze Artengruppen, oder Ordnungen und Tribus einheitliche Pflanzenreiche. Drude führt für solche systematische Einheiten den Begriff „Sippe" ein. Er unterscheidet Sippen niederen Ranges, die aus Arten und Unterarten, Sippen höheren Ranges, die aus verwandten Arten und Gattungen, und Sippen hohen und höchsten Ranges, die aus Tribus und Ordnungen bestehen.

Solche Pflanzenareale sind niemals beständig; denn die Pflanzen erweitern ihr Gebiet, sie wandern. Dieses Wandern der Pflanzen erfolgt bei den einzelnen Pflanzen sehr verschieden, ist aber mehr oder weniger allen Pflanzen eigen.

Der Ausbreitung der Pflanzen durch Wanderung sind verschiedene Schranken gesetzt. Sobald die unerläßlichen Lebensbedingungen in bezug auf Klima und Boden fehlen, hat die Wanderung von selbst ihr Ende erreicht. Ferner verhindert die Konkurrenz mit anderen Arten die unbeschränkte Ausbreitung. Endlich bilden auch die geographischen Verhältnisse scharfe Grenzen, da nur wenige Pflanzen Ozeane, wasserlose Einöden, Gletscherflächen und Gebirgskämme zu überschreiten vermögen.

Die Grenzen der Verbreitung einer Art nennt man Vegetationslinien. Diese können nebeneinander wie übereinander verlaufen. Die durch übereinander liegende Vegetationslinien begrenzten Areale bezeichnet man als Pflanzenregionen (S. 330).

Die Vegetationslinien umschließen die Pflanzenareale, die je nach der Ursache ihres Grenzverlaufes eine sehr verschiedene Ausdehnung haben. Die Areale tropischer Arten decken sich durch die ozeanische Scheidung annähernd mit der Erstreckung der Alten und Neuen Welt. Am schärfsten sind die Areale der südhemisphärischen Pflanzen begrenzt, während auf der landreichen Nordhemisphäre die Pflanzen in der Regel eine große Ausbreitung zeigen. Gleichwohl sind Arten von allgemeiner Verbreitung selten. Unkräuter, Ruderal- und Wasserpflanzen sind am weitesten ausgestreut. Man kennt aber nur 25 Arten etwa mit einem Areale gleich der halben und 100 Arten mit einem solchen gleich einem Drittel der Landoberfläche der Erde. Die Zahl der Pflanzen, welche auf einen engen Raum beschränkt sind, ist dagegen weit größer.

Pflanzen, welche sich selbständig auf einem Gebiete entwickelt haben und nirgends wieder vorkommen, heißen endemische. Diese sind entweder repräsentative, korrespondierende oder vikariierende Formen, was auf einen gemeinsamen Anfang ihrer Bildung hinweist, oder Relikt-Endemismen, d. h. Reste früher weiter verbreiteter Arten.

Unter den endemischen Pflanzen gibt es solche, welche in ihrem gegenwärtigen Wohnsitze entstanden sind, und solche, welche erst aus anderen Gebieten zugewandert sind. Die letzteren erfahren häufig noch eine weitere Umformung, es werden umgeformte Endemismen.

Drude unterscheidet analog der Einteilung der Sippen auch Endemismen verschiedenen Ranges, je nachdem sich der Endemismus auf Arten, Gattungen oder Ordnungen bezieht. Für die Abgrenzung der Florenreiche ist ihm der Endemismus höheren Ranges entscheidend. In einem Florenreiche soll nicht nur die Hauptmasse der Arten, sondern auch der überwiegende Teil der Gattungen eigentümlich sein.

Entwicklungsgeschichte der Pflanzenareale.

Die gegenwärtige Gestalt der Pflanzenareale ist wesentlich durch die geologische Entwicklung der Erde bedingt. Einmal hat sich in den einzelnen Erdperioden die organische Welt ununterbrochen verändert. Es sind infolge von Anpassung und durch Variation immer neue Sippen entstanden. Denn im Laufe der Erdgeschichte haben sich auch fortwährend die äußeren Wanderungs-, Verteilungs- und Lebensbedingungen verändert. Die Kontinente haben Umgestaltungen erfahren, Gebirge haben sich gebildet und sind wieder verschwunden, und zugleich haben die Klimate sich verschoben. Nimmt man an, daß die Pflanzen in allen Perioden nahezu das gleiche Wärmebedürfnis besessen haben, so folgt aus ihrer früheren Verbreitung notwendig, daß die klimatischen Zonen in den einzelnen Perioden eine ganz verschiedene Ausdehnung und Lage gehabt haben müssen.

Die heutigen Pflanzenareale sind nach alledem erst allmählich gegeworden. Das Tatsächliche einer solchen Entwicklung der Floren geht deutlich aus den Ergebnissen der paläontologischen Forschung hervor. In jeder Periode der Erdgeschichte hat nach Unger irgendeine Gruppe von Pflanzen das Übergewicht gehabt, und zwar hatten immer höher organisierte Gruppen den Vorrang. In der Steinkohlenzeit waren es die Kryptogamen, in der Jurazeit die Gymnospermen und in der Kreidezeit die Apetalen. Häckel bezeichnet die Urzeit als das Zeit-

alter der Tangwälder, das Altertum der Erde als das der Farnwälder, das Mittelalter als das der Nadelwälder, die Neuzeit (Tertiär) als das der Laubwälder und die Jetztzeit als das der Kulturwälder.

Solche Gedanken bilden die Grundlage von Englers Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt. Engler führt die gegenwärtige Pflanzenwelt in ihrer Verbreitung bis auf die Tertiärzeit zurück.

Auch die vorhandenen pflanzengeographischen Tatsachen sprechen für die allmähliche Entwicklung der Floren. Große Abgeschiedenheit eines Landes bedingt eine eigenartige Flora. Mexiko bis zum tropischen Zentralamerika ist z. B. klimatisch dem östlichen Mittelmeergebiete bis nach Turkestan sehr ähnlich; aber von 1100 Gattungen der höheren Gewächse des Orients sind weniger als 400 in dem bezeichneten Gebiete Amerikas und von 9500 Arten sogar nur 350 vorhanden. Ein weiteres Beispiel liefert uns Australien mit seiner eigentümlichen Pflanzenwelt und ein Blick auf die Verbreitung der Pflanzen über die gesamte Erde.

Wandern wir vom Nordpole aus auf den Festländern nach Süden, so kommen wir in Gebiete, deren Pflanzenwelt der Art nach immer mehr voneinander abweicht. In der Umgebung des Nordpoles herrscht noch eine einheitliche Pflanzenwelt. Die arktische Flora bildet einen geschlossenen Gürtel um den Pol, sie ist zirkumpolar. Mit dem Eintritte in die gemäßigte Zone zeigen sich bereits größere Abweichungen, je nach der Art der geologischen Entwicklung. Mitteleuropa und das zentrale Asien sind erst seit der Eiszeit oder der Tertiärzeit von Pflanzen besiedelt worden. Diese Areale weisen daher fast gar keine endemischen Formen auf. Der Endemismus beginnt erst wieder in dem von geologischen Umwandlungen weniger berührten atlantischen Küstengebiete, sowie in Südeuropa, in Japan und in China. Auch das gemäßigte Nordamerika besitzt derartige floristische Unterschiede zwischen dem atlantischen Osten und dem pazifischen Westen. Die Flora der Vereinigten Staaten hat auffallend viel Gemeinsames mit derjenigen Ostasiens. Es deutet das auf Pflanzenwanderungen hin, die erfolgten, als noch im Gebiete der Beringstraße ein milderes Klima herrschte als gegenwärtig.

Gegenüber der Flora der gemäßigten Zone zeichnet sich die tropische durch den Reichtum an Pflanzen aus. Von den in dieser Zone vorhandenen 3600 Gattungen sind über $^9/_{10}$ fast allein ihr eigen. Die große Zahl von rein oder vorherrschend tropischen Gattungen dürfte durch das hohe Alter jener Flora bedingt sein. Während die gemäßigte Zone in den letzten Perioden der Erdgeschichte starken klimatischen

Veränderungen ausgesetzt war, besteht in den Tropen vielleicht seit der Karbonzeit ununterbrochen ein warmfeuchtes Klima. Innerhalb der tropischen Flora begegnen wir aber wieder großen floristischen Verschiedenheiten, hervorgerufen in erster Linie durch die ozeanische Scheidung. Wir haben zwei Florenreiche, das der Alten und das der Neuen Welt, die nur etwa $^1/_9$ der höheren Gewächse gemeinsam haben. Innerhalb dieser Florenreiche zeigt sich eine weitere Gliederung, die ebenfalls auf die geologische Entwicklung der Länder zurückzuführen ist. Afrika, Vorderindien und Hinterindien sind floristisch Sondergebiete.

Eigenart der Flora ist auch für die australen Regionen der Erde kennzeichnend. Australien, Südafrika und Südamerika besitzen einen großen Endemismus der Pflanzen. Man muß daraus auf ein sehr hohes Alter und lange Isolierung dieser Länder schließen.

An der gesonderten Entwicklung der Pflanzenwelt in geographisch abgeschlossenen Gebieten beteiligen sich in enger biologischer Wechselbeziehung auch die Tiere.

Flora der Inseln und hohen Gebirge.

Ein lehrreiches Beispiel für die eigenartige Entwicklung der Pflanzenwelt liefern die Inseln und hohen Gebirge. Hier tragen die Floren einen vorwiegend endemischen Charakter. Namentlich gilt das von den Inseln, auf denen der Endemismus um so ausgesprochener ist, je älter die Insel ist. Die Flora jeder Insel erweist sich in erster Linie abhängig von dem Alter und der Art ihrer Entstehung. Darum ist sie auch eine andere auf Abgliederungsinseln wie auf selbständigen Inseln, eine andere auf Inseln in der Nähe der Kontinente wie auf solchen inmitten der Ozeane.

Trotz des vorherrschenden Endemismus der Pflanzenwelt auf den Inseln gibt es doch dort keine Art, die nicht in die Festlandsflora eingereiht werden könnte. Abweichend von dieser ist aber das Verhältnis der Anzahl von Ordnungen, Gattungen und Arten zueinander; auf den Inseln entfallen im allgemeinen mehr Ordnungen und Gattungen auf die Arten. In Mitteleuropa haben wir z. B. rund 120 Ordn., 800 Gatt. und 3500 Arten, also das Verhältnis 1:6,6:29,2; es kommen somit auf jede Ordnung 29, auf jede Gattung 4—5 Arten. Auf den Inseln sind dagegen diese meist nur durch 2—3 Arten vertreten. Auch das Verhältnis der Artenzahl zur Fläche der Inseln ist niedriger als das gleichgroßer und gleichartiger Landflächen.

Diese Eigenartigkeit der Inselfloren ist vorwiegend durch ihre Abgeschlossenheit bedingt. Eine Bevölkerung mit neuen Arten ist nur durch den Menschen und durch den Transport im Wasser, in der Luft und im Vogelleibe möglich. Die Konkurrenz der Mitbewohner ist daher auf den Inseln sehr klein. Ebenso ist die Gefährdung der vorhandenen Pflanzen durch Einflüsse des Klimas nur gering, da dieses ozeanisch ist, also große Beständigkeit zeigt.

Auch die Flora der Hochgebirge ist durch Reichtum an endemischen Formen charakterisiert. Es ist das hier in der Eigenart von Klima und Boden begründet. Nur bestimmte Arten können sich in den kalten Regionen auf dem meist humusarmen Boden entwickeln. Aus dem gleichen Grunde fehlt auch eine größere Konkurrenz mitbewohnender Pflanzen.

Die Flora verschiedener Gebirge zeigt im allgemeinen große Gleichartigkeit. Die Erklärung dafür ist in der langen Erstreckung der meisten Gebirge zu suchen, wodurch die Möglichkeit zu ausgedehnten Wanderungen der Pflanzen gegeben ist.

Meist haben die Floren der Gebirge deutliche Beziehungen zu denen der vorliegenden Ebenen. Man hat deshalb angenommen, daß diese von den Gebirgen ausgegangen sind, der Endemismus also den Gebirgen ursprünglich eigen gewesen ist. Dagegen sprechen aber viele pflanzengeographische Tatsachen. So ist Südwestaustralien reich an endemischen Arten und besitzt keine Hochgebirge. Andererseits haben einige Gebirge wie die Islands, Skandinaviens und Kamtschatkas wieder gar keine endemische Formen. Es sind darum die Gebirge wohl mehr als Inseln auf dem Festlande zu betrachten, auf denen der Endemismus auf die Eigenart der Natur zurückzuführen ist.

Einfluß des Menschen.

Das natürliche Pflanzenkleid der Erde wird wesentlich auch durch den Menschen umgestaltet. In allen Kulturländern ist der heutige vegetative und floristische Landschaftscharakter mehr oder weniger erst künstlich geschaffen.

Diese Wandlung beginnt mit der ersten Urbarmachung des Bodens. Durch die Ausrodung der Wälder wird nicht nur die Waldformation, sondern zugleich auch die Waldflora vernichtet. An ihre Stelle tritt vielfach eine Staudenvegetation, die aus den benachbarten waldfreien Steppen einwandert. Ebenfalls durch die Kultur wird die Wiesen- und

Moorflora umgeändert. Die Umgestaltung wird hier zum großen Teile durch das weidende Vieh bewirkt.

Große Veränderungen der natürlichen Floren schafft der Mensch auch ganz unfreiwillig, vornehmlich durch Verschleppung von Samen im Verkehre und mit dem Anbaue von Kulturpflanzen. Durch letzteren haben wir die Acker- und die Ruderalflora erhalten, die völlig neue Vegetationsformationen darstellen.

Auch die Ansiedlung der Kulturpflanzen selbst müssen wir als einen Eingriff in die natürliche Entwicklung der Flora bezeichnen. Durch sie sind die Pflanzenbestände der einzelnen Länder erheblich vermehrt worden. Viele Kulturpflanzen sind von einem ursprünglich beschränkten Wohngebiete jetzt über die ganze Erde verbreitet.

Die Heimat der meisten Kulturpflanzen liegt in der Alten Welt. Nach Unger sind von 769 Nahrungspflanzen dort 565 einheimisch. Amerika war somit ursprünglich arm an Kulturgewächsen. Von dort stammen der Mais, die Kartoffel, der Tabak, der Kakao. Asien lieferte dagegen Weizen, Gerste, Weinrebe, Reis, Baumwolle, Zuckerrohr, Tee und die meisten unserer Obst- und Gemüsearten. Europa ist die Heimat von Hafer und Roggen, Afrika von Kaffee und Dattelpalme. Fast gar keine einheimischen Kulturpflanzen bieten Australien, Neuseeland und das Kapland.

Auf Grund der Untersuchungen von Höck hat Supan die nachstehende Tabelle aufgestellt, die uns über die Verteilung der wichtigsten Nutzpflanzen nach ihrer Heimat auf die Alte und Neue Welt belehrt:

	Alte Welt	Neue Welt	Neue zur Alten Welt bezogen auf das gleiche Areal
Getreidepflanzen .	21	2	1:4,67
Hülsenfrüchte . .	17	5	1:1,51
Gemüse	76	15	1:2,25
Obstarten	84	50	1:0,75
Nahrungspflanzen . .	98	72	1:1,22
Genußmittelpflanzen .	54	14	1:1,71
Technische Pflanzen .	54	12	1:2,00
Heilpflanzen	16	11	1:0,65
Nutzpflanzen insgesamt	322	109	1:1,30

Bei der Beurteilung dieser Zahlen muß jedoch berücksichtigt werden, daß die Landfläche der Alten Welt mehr als doppelt so groß ist wie die der Neuen. In der letzten Kolonne ist darum auch das Verhältnis

der Nutzpflanzen der Neuen zur Alten Welt unter Berücksichtigung des Areals mitgeteilt. Man sieht dann, daß die Neue Welt an Obstarten und Heilpflanzen relativ reicher ist als die Alte Welt und daß auch die Gesamtsumme der Nutzpflanzen bezogen auf das gleiche Areal in beiden Landgebieten sich recht nahe kommt.

Literatur:

Alph. de Candolle, Der Ursprung der Kulturpflanzen. Deutsch v. E. Goeze. — Leipzig, 1884.

Victor Hehn, Kulturpflanzen und Haustiere in ihrem Übergange aus Asien nach Griechenland, Italien usw. — Berlin, 6. Aufl. 1894.

H. Semler, Die tropische Agrikultur. 2. Aufl. v. Warburg, Busemann und Hindorf. — Wismar, 1897.

Th. H. Engelbrecht, Die Landbauzonen der außertropischen Länder. — Berlin, 1899.

F. Höck, Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnis von der ursprünglichen Verbreitung der angebauten Nutzpflanzen. — (Hettner's Geogr. Zeitschr. 1899 u. 1900.)

Pflanzengeographische Einteilung der Erde.

Das Pflanzenkleid der gesamten Erde scheidet sich zunächst in zwei große Gruppen, in die ozeanische und die kontinentale Flora.

Die Absonderung in der Entwicklung der Floren auf dem Festlande wird in erster Linie durch Meere, Gebirge und Wüsten bedingt. Daneben geben scharfe klimatische Unterschiede weitere Grenzen für die Pflanzenreiche. Endlich hat auch die Entwicklungsgeschichte der Erde erhebliche Sonderungen der Floren hervorgerufen. Auf diesen Merkmalen beruht im wesentlichen die Einteilung des gesamten Pflanzenkleides der Kontinente in drei große zonal angeordnete Gebiete: das boreale, das tropische und das australe Gebiet.

Die gleichen Erscheinungen liefern weiter die Hauptscheidelinien der Sippen höheren Ranges, also die Grenzlinien der Florareiche oder der Länderareale der Erde, deren Flora ausgezeichnet ist durch die Hauptmasse eigener Gattungen in bestimmten vorherrschenden Ordnungen.

Die Unterabteilungen in diesen Florareichen bezeichnet man zweckmäßig als Floragebiete, die durch die Hauptmasse eigener Arten in vorherrschenden Gattungen voneinander getrennt sind.

Eine pflanzengeographische Einteilung der Erde ist mehrmals versucht worden. Schouw bildete nach dem Endemismus der

Arten und Gattungen und den polaren und äquatorialen Vegetationsgrenzen 25 Reiche, Grisebach dagegen unter hauptsächlichster Berücksichtigung der klimatisch und orographisch gegebenen Schranken 24 natürliche Floren oder Vegetationsgebiete. Engler gründete seine Einteilung auf entwicklungsgeschichtliche Tatsachen. Er zeigte, daß sich die gegenwärtige Vegetation auf 4 Florenelemente zurückführen läßt, die schon in der Tertiärzeit vorhanden waren: das arktotertiäre, das paläotropische, das neotropische und das altozeanische. Danach nahm er 4 Florareiche mit 32 Floragebieten an. Drude endlich gliederte die Landflora zunächst in die borealen, tropischen und australen Gruppen und teilte diese nach den Hauptscheidelinien in 14 Reiche, für deren Abgrenzung der Endemismus in den Sippen höheren Ranges maßgebend ist. Da aber in dieser Einteilung die Vegetation, die neben der Flora ebenfalls die pflanzengeographische Eigentümlichkeit eines Landes bedingt, nicht genügend berücksichtigt ist, so schafft er in den Vegetationsregionen neue Grundeinheiten für die Gliederung des Pflanzenkleides der Erde. In diesen Unterabteilungen der Florareiche soll die Eigenart der biologischen Erscheinungen möglichst mit der Eigenart der systematischen Merkmale vereint sein.

Auf der Grundlage allgemein geographischer Gesichtspunkte hat schließlich A. Kirchhoff eine Einteilung der Floren der Erde gegeben, bei der weniger die Verbreitung der Pflanzen selbst als ihr charakteristisches Auftreten in geographisch einheitlichen Ländern berücksichtigt ist; er zählt 13 Reiche auf. Um den Nordpol dehnt sich zunächst das große nordische Florareich (I) aus. Es erstreckt sich bis zu den subtropischen Gebieten der Alten und Neuen Welt. Ihm gehören die Nordpolarlande bis zur Baumgrenze mit Tundra, niedrigen Stauden und Zwerggehölz sowie der nordische Wald- und Steppengürtel mit gemäßigtem Klima als Unterabteilungen an. Das letztere Gebiet gliedert sich in das europäische außermediterrane Waldland, den Kaukasus, die südosteuropäische und kirgisische Steppe, das nordasiatische Waldland und das nordamerikanische Wald- und Steppenland. Dieses große nordische Reich hat überall eine der unsrigen ähnliche Pflanzenwelt. Wir begegnen in ihm nirgends völlig fremden Vegetationsformen und Pflanzenarten.

Auf der Alten Welt schließt sich als ein weiteres Florareich das Trockengebiet Südeuropas, Nordafrikas und Südwestasiens (II) an, in dem wir das eigentliche Mittelmeergebiet, Sahara mit Arabien und das übrige Südwestasien als drei gesonderte Floragebiete zu betrachten

haben. Hier herrscht eine Vegetation mit deutlicher Anpassung an lange Trockenperioden, besonders immergrüne Holzpflanzen gleich unserer Hülse oder Stechpalme (Ilex). Zwischen Gewächsen, die jenes Reich mit dem nordischen noch gemein hat, mischt sich eine Menge neuer Arten, von denen einzelne bereits echt tropische Formen darstellen. Östlich finden wir in Turan und Innerasien (III) ein weiteres Florareich, das durch das Vorwalten von Steppen und Wüsten gekennzeichnet ist.

Es folgen dann die tropischen Reiche der Alten und Neuen Welt: Ostasien, Indien mit dem malaiisch-papuanischen Archipel und Polynesien, ferner das tropische Afrika und Amerika. In Ostasien (IV) bilden Japan, Korea und China ein Übergangsgebiet, in dem wie in unseren Mittelmeerländern Pflanzen der tropischen und der gemäßigten Zone nebeneinander vorkommen. Indien und die Gebiete östlich davon einschließlich der papuanischen Inseln (V) tragen dagegen ein rein tropisches Pflanzenkleid, das in seinen Hauptformen sich überall ähnelt. Charakteristisch sind hier Bambusen, Palmen, Pandaneen, Ficusarten. Die afrikanischen Tropen (VI) zeigen im Vergleiche zu den Pflanzenbeständen anderer Länder weniger Üppigkeit und Fülle, sie werden als Hochland mit geringerem Niederschlag vorwiegend von Savannen mit einzelnen Baum- (Akazien, Baobab) und Strauchbeständen (Euphorbiaceen) eingenommen. Im Norden und Süden davon liegen wie auch in Amerika Steppen und Wüsten. In dem amerikanischen Tropenreiche (VII) bilden das Hochland von Mexiko mit seinen Kaktaceen, Agaven und Yucca-Arten sowie Mittelamerika mit Westindien, die Kordilleren und die Länder östlich davon vier gesonderte Floragebiete. In dem östlichen tropischen Südamerika finden wir im Norden am Orinoco weite Grasebenen, die Ljanos, am Amazonas undurchdringliche Urwälder, die Hyläa Humboldts, und im trockeneren brasilischen Bergland die grasreichen Campos und die eigenartigen Catingawälder. Im südlichen Brasilien vertritt die Araukarie als Waldbaum unsere Nadelbäume. Auf den Hochflächen der Anden wachsen im Norden die filzigen Espeletien in der Páramo, weiter südlich dehnt sich die eintönige Puna mit Staudenvegetation aus.

Das außertropische Südafrika und Südamerika, Australien und Neuseeland sind die Florareiche der Südhemisphäre jenseits der Tropenzone. Von ihnen zeichnet sich Südafrika (VIII) durch einen außerordentlichen Reichtum an Pflanzenarten, namentlich an endemischen, aus. Vielfach gleichen die dortigen Bestände unserer nordwestdeutschen Heide. Unter den Pflanzenfamilien herrschen die Akazien, Euphorbiaceen, Pelargonien, Imortellen und namentlich die Proteaceen vor. Diese treffen wir

neben Kasuarinen und Eukalypten zahlreich auch in Australien (IX), dessen Flora, namentlich im Südwesten, ebenfalls einen großen Endemismus aufweist. Das gleiche gilt weiter von Neuseeland (X), auf dem jedoch viele Gattungen und Familien vorkommen, die Beziehungen zu Australien und Polynesien erkennen lassen. Für Neuseeland wie auch für die polynesischen Inseln (XI) sind Farne charakteristisch, auf den Inseln außerdem die Kokospalme. Die Flora des äußersten Südamerika (XII), das vielfach von dichten Buschwäldern der Zwergbuche bedeckt ist, hat mit der Südafrikas und Australiens manche Ähnlichkeit, stellt aber doch eine Sonderprovinz dar. Hier haben wir den feuchteren chilenischen Westen mit Araukarien- und Buchenwäldern von dem trockenen argentinischen Osten mit Gras- (Pampa) und Strauchvegetation (Patagonien) als selbständige Gebiete zu scheiden.

Diesen 12 Florareichen des Landes fügt Kirchhoff das ozeanische Reich als 13tes hinzu. Sein Pflanzenbestand ist durch alle Meere ziemlich gleichartig aus Seegräsern und Algen zusammengesetzt. Die zahlreichen, im Wasser freischwebenden Algenarten bilden mit unzähligen anderen kleinen Lebewesen das Plankton. An den Küsten festsitzend wachsen die Tange, die in den Tropen das Material liefern für die ozeanischen Wiesen, für die Sargassomeere, die aber nur auf dem nordatlantischen Ozeane unter den Roßbreiten in ausgeprägter Form auftreten.

Tiergeographie.

Die Tiergeographie hat analog der Pflanzengeographie die Aufgabe, die Beziehungen zwischen dem Tierleben und den geographischen Verhältnissen zu erforschen und die Ursachen der Tierverbreitung zu ergründen. Sie ist noch eine sehr junge Disziplin. Schmardas Werk „Die geographische Verbreitung der Tiere“, das 1853 erschien, war der erste Versuch zu einer tiergeographischen Einteilung der Erde. Es herrschte damals noch allgemein die Anschauung, daß die Verteilung der Organismen wesentlich durch das Klima bestimmt werde. Entwicklungsgeschichtliche Vorstellungen brachte erst Charles Darwin. Auf ihnen fußt das Werk des englischen Forschers Wallace „Die geographische Verbreitung der Tiere“, das 1876 veröffentlicht wurde. Gleich-

zeitig gab Sclater eine Arbeit „Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis der geographischen Zoologie“ heraus, auf das sich z. T. schon Wallace stützte. Seitdem sind zwar verschiedene tiergeographische Einzelarbeiten erschienen, aber eine zusammenfassende Darstellung der Tierverbreitung vom rein geographischen Standpunkte gab erst wieder Alfred Kirchhoff in seinem bereits im vorigen Abschnitt angeführten Werk „Pflanzen- und Tierverbreitung“. Zur Frage nach den ökologischen Grundlagen der Tierverbreitung hat in neuerer Zeit Richard Hesse einen wertvollen Beitrag geliefert.

Literatur:

A. R. Wallace, Die geographische Verbreitung der Tiere. Deutsch von A. B. Meyer. — Dresden 1876.

A. H. Wallace, Island Life. — London, 1880.

E. L. Trouessart, Die geographische Verbreitung der Tiere. Deutsch von W. Marshall. — Leipzig, 1892.

Alfred Kirchhoff, Pflanzen- und Tierverbreitung. (Hann-Hochstetter-Pokorny, Allg. Erdkunde. 5. Aufl. III. Abt.) — Wien-Leipzig, 1894.

A. Jacobi, Tiergeographie. (Samml. Göschen, 218.) — Leipzig, 1904.

R. Hesse, Die ökologischen Grundlagen der Tierverbreitung. — (Hettner's Geogr. Zeitschr. 1913).

Lebensbedingungen der Tiere.

Die Tiere hängen in ihrer Entwicklung und Verbreitung von verschiedenen Faktoren ab. Dazu gehören namentlich die klimatischen und topischen Verhältnisse, ferner die Mitbewohner ihres Wohnraumes, die besonderen biologischen Eigenschaften und vor allem auch die Nahrungsmittel. Alle Faktoren zusammen bedingen vornehmlich in jedem Lande die eigentümliche Fauna.

Klima.

Für das tierische Leben ist die Luft unerläßlich; denn sie enthält den zum Leben notwendigen Sauerstoff, der dem Blute durch den Atmungsprozeß zugeführt wird. Die Menge des zur Lebenstätigkeit unentbehrlichen Sauerstoffes ist sehr verschieden bei den einzelnen Tieren. Wie der Mensch unterliegen viele Tiere auf den Höhen der Gebirge der sogenannten Bergkrankheit, die wohl auf den Mangel an Sauerstoff zurückzuführen ist. Verunreinigungen der Luft, namentlich Beimengungen von Kohlensäure, sind auch den Tieren sehr schädlich.

Einen wesentlichen Einfluß auf das tierische Leben übt auch die Feuchtigkeit der Luft aus. Diese wirkt auf die Hauttätigkeit ein. Ein Beispiel für eine solche Abhängigkeit bildet das Vorkommen des Kameles, das nach den Untersuchungen von O. Lehmann in einer Luft mit größerer Feuchtigkeit nicht dauernd lebenskräftig bleibt. Auch das häufig beobachtete Degenerieren von Tieren der gemäßigten Zone innerhalb der Tropen wird z. T. auf die Wirkung der großen Feuchtigkeit zurückgeführt. Andere Tiere, namentlich solche der Tropen, bedürfen wieder umgekehrt zu ihrer gedeihlichen Entwicklung einer beständig großen Feuchtigkeit. Hesse unterscheidet darum Trocken- und Feuchtlufttiere. Zu ersteren gehören die meisten Wirbeltiere, besonders die Reptilien, die Vögel und im allgemeinen auch die Säuger. Dagegen sind die Amphibien Feuchtlufttiere.

Auch die Luftbewegung ist einigen Tieren nachteilig. Auf den Inseln finden wir vorwiegend flügellose Insekten. Die fliegenden Insekten werden dort von der häufig stark bewegten Luft über das Meer getrieben und gehen zugrunde.

Die Abhängigkeit von der Lufttemperatur ist außerordentlich verschieden. Für jedes Tier gibt es vermutlich ein Optimum der Wärme. Dieses liegt zwischen ziemlich weiten Grenzen. Insektenlarven, Rädertierchen, Krebse finden wir noch in heißen Quellen von 45^0 und andererseits lebende Insekten auch auf dem schmelzenden Eise. Im allgemeinen ertragen die Tiere trockene Hitze leichter als feuchte. Gegen die schädlichen Wirkungen zu großer oder geringer Temperatur besitzen die Tiere vielfach besondere Schutzmittel. So sind die Bewohner der polaren Gebiete mit einem dickeren Fettlager unter der Haut, mit dichterem Haar- oder Federkleide ausgestattet. Auch sind alle vorragenden Glieder, z. B. die Ohren, häufig kleiner. Endlich zeichnen sich diese Tiere vielfach durch ihre Größe aus, wodurch ein geringerer Wärmeverlust in der kalten Jahreszeit bedingt wird. Viele Tiere finden Schutz in einer Art Kältestarre oder Winterschlaf. Dieser Zustand tritt sowohl bei warmblütigen wie bei kaltblütigen Tieren ein. Schließlich muß auch das Wandern als ein Schutzmittel gegen die Winterkälte betrachtet werden. Die Tiere fliehen gleichsam vor der niederen Temperatur, freilich hauptsächlich wohl des Nahrungsbedürfnisses wegen, da mit dem Beginne der kalten Jahreszeit meist auch die Nahrungsquellen versiegen.

Bei dem Eintritte sehr hoher Temperatur beobachtet man ebenfalls vielfach bei den Tieren einen Ruhezustand, eine Wärmestarre oder einen Sommerschlaf, so bei einigen Schnecken und Reptilien sub-

tropischer Gebiete, unter anderem bei den Alligatoren in den Ljanos am unteren Orinoco.

Im allgemeinen scheint hohe Temperatur, etwa zwischen 25° und 35° für die Entwicklung der tierischen Organismen günstig zu sein. In den warmen Gegenden der Erde finden wir wenigstens einen weit größeren Artenreichtum als in den kälteren.

Von Einfluß ist auch die Temperaturschwankung. Einzelne Tiere halten große Schwankungen ohne jede Schädigung aus, andere gehen schon bei geringen Schwankungen zugrunde. Möbius bezeichnet die ersteren als eurytherme, die letzteren als stenotherme. Eigenwarme (homöotherme) Tiere, also Vögel und Säuger, sind bis zu einem gewissen Grade unabhängig von der äußeren Temperatur, weil der Wärmevorrat im Körper sie vor den schädlichen Wirkungen der Kälte schützt.

Bei manchen Tieren ist die Fortpflanzungsmöglichkeit gebunden an bestimmte Wärmeverhältnisse, so bei denjenigen, deren Eier von der Sonne ausgebrütet werden, ferner bei den meisten Insekten.

Trotz dieser vielfachen Abhängigkeit der Tiere von den klimatischen Faktoren ist ein Rückschluß von dem Vorhandensein eines Tieres auf das Klima nicht zulässig, weil die Anpassungsfähigkeit der meisten Tiere sehr groß ist.

Auch das Licht ist für das tierische Leben von Wichtigkeit; es ist jedoch keine in jedem Falle notwendige Lebensbedingung. Es gibt eine ganze Anzahl von Tieren, welche nie von einem Lichtstrahle getroffen werden, wie die Entoparasiten, einzelne Höhlentiere und Tiefseetiere. Die auf der Erdoberfläche lebenden Tiere scheiden sich in Tag- und Nachttiere; die letzteren sind oft geradezu lichtscheu.

Die topischen Verhältnisse.

Je nach dem Wohnraume unterscheiden wir Wasser- und Landtiere. Beide aber bedürfen zu ihrer Entwicklung des Wassers. Dieses stellt darum eines der wichtigsten Bedingungen für das tierische Leben dar.

Für die Wassertiere ist es das Lebenselement. Nur wenige von ihnen besitzen die Fähigkeit, Trockenzeiten in latentem Zustande zu überdauern. Nach der chemischen Beschaffenheit des Wassers unterscheidet man eine Süß- und eine Salzwasserfauna. Findet sich die letztere in Binnenseen, so ist sie häufig eine relikte, d. h. sie ist der Rest einer ehemaligen ozeanischen Tierwelt.

Die Fauna der Meere zeigt eine gewisse Abhängigkeit von der

Tiefe, in welcher sie vorwiegend sich befindet. Neben den Bewohnern der küstennahen Gewässer haben wir die Tiere des offenen Meeres oder der pelagischen Region und die der eigentlichen Tiefsee. Die Tiere haben sich in diesen verschiedenen Regionen dem herrschenden Wasserdrucke angepaßt. Für das tierische Leben im Ozeane ist die Bewegung des Wassers, namentlich die Strömung, häufig von Einfluss. So gedeihen die Korallentiere nur in bewegtem Wasser, das ihnen beständig neue Nahrung zuführt. Entscheidende Bedeutung hat in den Meeren auch die Temperatur. Im allgemeinen nimmt der Reichtum des Tierlebens nach den Polen und nach der Tiefe gleichzeitig mit der Temperatur ab.

Die Landtiere bedürfen des Wassers zu ihrem Lebensunterhalte, für sie ist es gewissermaßen ein Nahrungsmittel. Die Tiere bestehen sämtlich zum überwiegenden Teile aus Wasser. Der durch den Lebensprozeß eintretende Wasserverlust muß daher fortwährend ersetzt werden. Der Wassermangel äußert sich in dem Durst. Dieser stellt sich bei einzelnen Tieren schon nach kürzester Frist der Wasserentziehung, bei anderen, z. B. dem Kamele, erst nach längerer Zeit ein. Die Ansiedlung der Tiere in neuen Wohnräumen scheitert oft an dem Mangel ausreichender Mengen von Wasser.

Weiter hängen die Landtiere auch von den übrigen topischen Verhältnissen ab. Einmal muß der Boden ihnen die geeigneten Wohn- und Zufluchtsplätze gewähren. Sodann bedarf jedes Tier bestimmter Nahrungsmittel, die ebenfalls wieder von der Beschaffenheit des Bodens abhängig sind. Vielfach haben sich die Tiere den äußeren Bodenverhältnissen des Wohnortes so sehr angepaßt, daß sie in anders gestaltete Wohnräume versetzt, ihrer natürlichen Lebensbedingungen beraubt werden und darum dort leicht zugrunde gehen. Namentlich finden wir häufig eine Schutzfärbung; die Tiere haben in ihrem Haar- oder Federkleide eine Farbe, die dem Boden ihres Wohnraumes völlig gleicht, so daß sie dadurch dem spähenden Auge feindlicher Mitbewohner entgehen. Nach Hesse beobachten wir solche Schutzfärbung besonders in den vegetationsarmen Gebieten, wo die Eintönigkeit der Natur jedes Tier deutlicher hervortreten läßt. Daher sind die Wüstentiere fast durchweg gelb oder hellbraun gefärbt wie ihre Umgebung, die Polartiere dagegen weiß, dem Schnee der arktischen Landschaft entsprechend. Wo eine dichtere Vegetation den Boden bedeckt, bestehen auch andere Lebensbedingungen. Der Wald bietet ausreichend Schlupfwinkel, hier dient mehr eine Schutzform als die Schutzfärbung der Erhaltung des Lebens.

Auch die Größe des Wohnraums ist von Bedeutung. Große Räume

bieten im allgemeinen mannigfaltigere Lebensbedingungen. Viele Tiere, vor allem große Tiere, müssen im engen Raum zugrunde gehen, weil er ihnen nicht ausreichend Nahrung liefert. Man führt so das häufige Auftreten von Zwergformen auf Inseln auf den Mangel an Raum zurück, wodurch auch Mangel an Nahrung bedingt ist. Für sogenannte Bewegungstiere (Antilopen, Hirsche, Rinder, Pferde) sind weite Flächen zur kräftigen Entwicklung unerläßlich. Im kleineren Gebiet ist auch die Gefahr eines vernichtenden Konkurrenzkampfes größer. Es fehlen weiter oft die Feinde, die als Fleischfresser ebenfalls ein größeres Jagdgebiet beanspruchen. Das erzeugt auf Inseln wieder Riesenformen, die als Folgen unbehinderten Gedeihens aufzufassen sind.

In den verschiedenen Räumen schafft endlich die Bodengestalt gleichfalls wechselnde Lebensbedingungen. Reiche Gliederung des Landes fördert tierisches Leben, Einförmigkeit behindert es. Auch eine Anpassung an die äußere Beschaffenheit des Bodens besteht. Schnellaufende Tiere sind nur auf hartem Boden möglich.

Mitbewohner.

Die Bedeutung der Mitbewohner für die Tiere liegt vor allem darin, daß diese ihnen die Nahrung liefern. Denn die Tiere nehmen fast nur organische Nahrung zu sich, also sind sie in ihrer Existenz von dem Vorhandensein solcher abhängig. Vor allem ist genügende Pflanzennahrung notwendig. Die Tiere sind zwar nur zum Teil Pflanzenfresser, aber die Fleischfresser nähren sich vorwiegend nur von Pflanzenfressern. Auf 10 Fleischfresser kommen durchschnittlich 100 Pflanzenfresser und diese bedürfen wieder einer ziffernmäßig weit größeren Anzahl von pflanzlichen Individuen zu ihrem Unterhalte.

Je nach der Art der Nahrung, welche die verschiedenen Tiere zu sich nehmen, unterscheidet man monophage, polyphage und omnivore oder auch herbivore, carnivore und omnivore. Doch passen die Tiere sich auch den vorhandenen Nahrungsverhältnissen an, Fleischfresser werden zuweilen Pflanzenfresser und umgekehrt. So werden z. B. in norwegischen Küstenorten die Rinder aus Mangel an Pflanzennahrung mit Heringen gefüttert.

Auch die Menge der vorhandenen Nahrung ist für das tierische Leben von Wichtigkeit. Die Tiere entwickeln sich um so kräftiger, je reichlicher die ihnen zusagende Nahrung vorhanden ist. Sie sind dann mehr befähigt, den Kampf ums Dasein mit den Mitbewohnern aufzunehmen.

Diese Konkurrenz der Tiere untereinander spielt in der Bildung der Fauna der einzelnen Länder eine große Rolle. Es gilt hier im allgemeinen das Recht des Stärkeren. So hat die kräftigere Wanderratte die Hausratte in Europa nahezu verdrängt. Auch die Pflanzenfresser unter sich machen sich oft die Nahrung streitig. Es kommt hier sogar zur Selbstvernichtung durch zu starke Vermehrung der Individuen.

Eine solche wird verhütet durch die fleischfressenden Raubtiere. Jedoch sind die Pflanzenfresser auch wieder vor diesen durch Schutzmittel geschützt. Einmal haben sie die schon erwähnte Schutzfärbung, weiter sondern sie übelriechende und ätzende Flüssigkeiten ab, oder sie sind mit einem sehr scharfen Instinkte ausgestattet, oder endlich sie ähneln täuschend anderen Tieren, welche aus irgendeinem Grunde nicht von den Raubtieren verfolgt werden. Eine solche Schutzfärbung bezeichnet man als Nachäffung oder Mimikry.

Außer den Fleischfressern bringen den Tieren auch noch eine Menge niederer Lebewesen Gefahr. Es gehört hierher die Schar parasitisch lebender Tiere, der Epizoen und Entozoen. So ist der Ausbreitung des Rindes in Afrika durch das Auftreten der Tsetsefliege eine scharfe Grenze gesetzt, so war ferner eine lange Zeit in fast allen deutschen Binnenseen der Krebs (Astacus fluviatilis) durch die Krebspest vernichtet.

Neben diesem für den einen Teil schädlichen Zusammenleben zweier organischer Wesen, das man als Parasitismus oder Schmarotzerleben bezeichnet, besteht auch oft ein Zusammenleben, eine Symbiose, die gewissermaßen eine Genossenschaft auf Gegenseitigkeit darstellt, indem das eine von dem anderen Vorteile hat. Ein bekanntes Beispiel einer solchen Symbiose bietet der Einsiedlerkrebs (Pagurus bernhardi) mit einer Seerose (Adamsia rondeletii); die Seerose siedelt sich auf der Schneckenschale an, die der Krebs als Wohnung benutzt, um an seiner Mahlzeit teilzunehmen, ihn aber auch gegen feindliche Angriffe zu schützen.

Zuweilen bleibt das Zusammenleben nur auf eine gewisse Zeit ein gegenseitig nutzbringendes Verhältnis; es kommt auch vor, daß der eine Lebensgenosse den anderen tötet, wenn er seiner Hilfe nicht mehr bedarf.

Symbiose beobachten wir nicht nur zwischen verschiedenen Tieren, sondern sie tritt auch zwischen Tier und Pflanze auf. Wir kennen z. B. bei einigen Ameisen und Pflanzen ein derartiges Genossenschaftsverhältnis auf Gegenseitigkeit; die Pflanze liefert den Ameisen Wohnung und

Nahrung und diese schützen dagegen jene vor ihren Feinden, oder die Ameisen tragen nach den Beobachtungen von E. Ule im Amazonasurwald Erdreich auf Bäumen zusammen, in das sie dann bestimmte Samen legen, sie schaffen künstlich Blumengärten, in denen sie wohnen und deren Pflanzen mit ihren Blättern ihnen Schatten und Schutz gegen Regen gewähren.

Zwischen dem pflanzlichen und tierischen Leben bestehen überhaupt enge Beziehungen, die schon darin ihren Ausdruck finden, daß die Tiere bei dem Atmen den atmosphärischen Sauerstoff verbrauchen, während die Pflanzen die von den Tieren ausgeatmete Kohlensäure aufnehmen und in ihrem Zellengewebe den Kohlenstoff aufspeichern, der dann den Tieren wieder als Nahrung dient. An der Erhaltung dieser unentbehrlichen Nahrungsquelle nehmen auch die Tiere selbst teil, was deutlich aus der Notwendigkeit der Insektenbefruchtung für viele Pflanzen hervorgeht.

Biologische Eigenschaften der Tiere.

Unter den biologischen Eigenschaften ist die außerordentliche Vermehrungsfähigkeit der Tiere für die Verbreitung dieser wohl von der größten Bedeutung. Sie bedingt häufig auch die Wanderungen der Tiere, da bei der schnellen Vermehrung die Nahrung am ursprünglichen Wohnplatze karg wird. Die Wanderfähigkeit ist aber nicht minder für die Entwicklung der Fauna von Einfluß.

Die Vermehrungsfähigkeit ist bei einzelnen Tierarten ganz ungeheuer. Durch zahlreiche Nachkommenschaft zeichnen sich namentlich die Insekten, Fische und unter den Säugetieren besonders einige Nager aus. Aber auch bei Tieren mit scheinbar sehr schwacher Fruchtbarkeit wächst die Nachkommenschaft im Laufe der Zeit enorm an.

Beweise für die Tatsächlichkeit solcher zahlreicher Vermehrung selbst in kurzer Zeit liefern die Heuschreckenschwärme der wärmeren Gebiete der Erde, die Mäuse-, Ratten- und Kaninchenplage, von der die Länder der gemäßigten Zone oft getroffen werden, sodann das vielfach ganz plötzliche Auftreten ungeheurer Massen von schädlichen Insekten und endlich Massenanhäufungen von Fischen und auch von niederen Tieren in den Meeren.

Solche Tierheerscharen befinden sich meist auf der Wanderschaft. Das Wandern ist hier eine aktive und willkürliche Handlung. Daneben beobachten wir oft auch eine passive und willenlose Wanderung. Die

Tiere werden durch die Verkehrsmittel des Menschen verschleppt. Durch Wagen und Schiffe sind einzelne Arten wie die Ratten über die ganze Erde verbreitet worden. Auch durch den Wind und das bewegte Wasser werden Tiere neuen Wohnsitzen zugeführt.

Die aktive und willkürliche Wanderung ist jedoch vorherrschend. Auf ihr beruht in erster Linie die Ausbreitung vieler Tiere über ihr eigentliches Heimatgebiet hinaus. Die Bewegung erfolgt z. T. sehr schnell. Geradezu unglaublich ist die Geschwindigkeit bei den Vögeln, von denen einzelne in der Stunde über 100 km zurücklegen. Aber auch bei Landsäugetieren und Fischen kommen verhältnismäßig schnelle Wanderungen vor. Im allgemeinen erfolgt jedoch bei diesen Tieren die Bewegung langsamer, gleichwohl legen auch sie große Strecken zurück.

Bei vielen Tieren, vornehmlich Vögeln, stellt sich periodisch ein Wandertrieb ein. Die Ursache hierfür ist in den meisten Fällen das Nahrungsbedürfnis, selten wohl der Einfluß ungünstiger klimatischer Verhältnisse.

Die Fauna eines Landes hängt schließlich auch noch von der Lebensdauer ihrer Bürger ab. Je größer die Lebensdauer ist, um so mehr können sich die Tiere vermehren und in neuen Wohnsitzen auch besser der Umgebung anpassen. Kurzlebige Tiere verschwinden leichter, weil die einzelnen Individuen rascher absterben und ihr Bestand nur bei Vorhandensein einer lebenskräftigen Nachkommenschaft fortdauert.

Faunistischer Landschaftscharakter.

In der Landschaftsphysiognomie treten die Tiere im allgemeinen zurück. Nur selten beherrschen sie das äußere Aussehen einer Gegend, wie in den Vogelbergen des hohen Nordens oder in den Niederungen vieler Flüsse.

Bei der großen Abhängigkeit der Tiere von den Pflanzen ist ein Zusammenhang zwischen beiden unverkennbar. Die verschiedenen Vegetationsformen stellen auch ganz verschiedene Nährwerte dar und schaffen verschiedene Lebensbedingungen. Infolgedessen können wir die Tiere in Wald-, Steppen-, Hochgebirgstiere usw. einteilen. Bei den Tieren dieser Gruppen finden wir charakteristische, aus der Anpassung an die Umgebung hervorgegangene Merkmale. Zu den Waldtieren zählen Klettertiere wie Affen, Fledermäuse, Eichhörnchen, weiter Raubvögel, Klettervögel, Tauben und Hühner. Große Geweihe behindern

die Bewegung im dichten Wald, daher treffen wir den Hirsch auch nur in lichteren Waldgebieten. Ebenso fehlen im Wald die Lauftiere. Sie finden wir in den baumlosen oder baumarmen Ebenen, in den Steppen und Savannen. Für diese sind Zebra, Kamel, Giraffe, Antilope und zahlreiche springende Arten charakteristisch. Andere Tiere, wie z. B. der Wolf, leben gleichzeitig im Walde wie auf der Steppe.

Nach den faunistischen Charakteren können wir folgende natürliche zoologische Gebiete aufstellen: nördliches arktisches Gebiet, Gebirgs- und Waldgebiet der nördlichen gemäßigten Breiten, nördliches Steppen- und Wüstengebiet, tropisches Savannen- und tropisches Waldgebiet, südliches Steppengebiet, südliches Waldgebiet und antarktisches Gebiet. Sie sind sämtlich durch den jeweiligen Lebensbedingungen angepaßte Tierformen gekennzeichnet, die zugleich einen wesentlichen Teil der Landschaft bilden.

In diesen Gebieten tritt neben der Vegetation auch das Klima als scheidendes Merkmal auf. Unter vorwiegender Berücksichtigung des Klimas erhalten wir wieder vier durch ihre Bewohner wohl charakterisierte Tierzonen, die den klimatischen Zonen sich anpassen: eine tropische, eine subtropische, eine gemäßigte und eine arktische Tierzone.

In den Tropen tritt die Tierwelt hinter der üppigen Vegetation zurück. Sie ist gleichwohl sehr reich, weil hier ein Optimum der Lebensbedingungen herrscht, Wärme, Luftfeuchtigkeit, Licht und Nahrungsfülle die Entfaltung tierischen Lebens begünstigen. Die vorhandenen Arten zeichnen sich meist durch Körpergröße aus. Elefant, Nashorn, Nilpferd sind echt tropische Säugetiere. Auch unter den übrigen Ordnungen sind außerordentlich große Arten zu finden. Unter der Fülle von Nahrung und unter der ewig gleichmäßig hohen Wärme entwickeln sich die Insekten zu wahrhaft riesigen Formen. Die Tagschmetterlinge zeigen sich ebenfalls in erstaunlich großen Arten und zugleich in ungeheurer Individuenzahl. Viele zum Teil prächtig gefiederte Vögel beleben die Tropenvegetation, auf dem Boden hausen Schlangen, Kröten und Frösche. Krokodile leben in den Gewässern und Affen, Flattertiere und andere Klettertiere auf den Bäumen.

Ein ganz anderes faunistisches Bild gewähren die längeren Trockenperioden ausgesetzten subtropischen Gebiete der Erde. Hier in den baumarmen oder baumlosen Ländern tritt die Tierwelt im Landschaftsbilde mehr hervor. Da die Bewohner darauf angewiesen sind, sich die Nahrung auf den vegetationsarmen Flächen in weit ausgedehnten Gebieten zu suchen, andererseits aber auch die Flucht allein sie vor nachstellenden Feinden rettet, so leben hier vorwiegend schnellfüßige Tiere wie Anti-

lopen, Pferde und Esel. Ein großer Teil der Vegetation entwickelt sich dort unter der Erde, daher finden wir viele Nager und Wühler. Vögel und Insekten sind weniger vorhanden, dagegen zahlreich Eidechsen und Schlangen.

Dieser subtropischen Zone müssen wir faunistisch die tropischen Savannengebiete zurechnen, die im wesentlichen den Tieren die gleichen Lebensbedingungen bieten wie die subtropischen Steppen und Wüsten.

In der Tierwelt der gemäßigten Zonen herrscht weniger Einheit. Die Lebensbedingungen sind infolge des Wechsels im Klima außerordentlich mannigfaltig. Im Landschaftsbilde ist wie in den Tropen der faunistische Charakter kaum merklich. Die Waldtiere überwiegen, aber der Wald ist weniger dicht, von Wiesen und Mooren und besonders häufig von Kulturland unterbrochen. Daher dient der Wald oft nur als Wohn- und Zufluchtsstätte, während die Tiere außerhalb ihre Nahrung finden, also nicht ausschließlich im Wald leben. Unter ihnen sind Hirsch, Reh, Wildschwein, Hase, Kaninchen kennzeichnend. Echte Waldtiere sind Marder, Eichhörnchen, Spechte. Die Vogelwelt ist sehr reich.

Mit der arktischen Zone stellt sich eine gewisse Verarmung der Tierwelt ein. Zunächst sind die Landsäugetiere nach Art und Familie nur in geringer Zahl vertreten, ebenso ist die Insektenfauna sehr arm und die Reptilien verschwinden fast ganz. Charakteristisch sind die großen Meersäuger und die in unzähligen Massen erscheinenden Wat- und Schwimmvögel, von denen aber die meisten nur im Sommer den hohen Norden aufsuchen, wo sie dann zu vielen Tausenden vereint auf den Felsen brüten.

Geographische Verbreitung der Tiere.

Ursachen der Tierverbreitung.

Die klimatischen topischen und biologischen Verhältnisse bedingen nur zum Teil die Fauna eines Landes. Auf die Verbreitung der Tiere wirken vielmehr auch noch andere geographische und vor allem entwicklungsgeschichtliche Tatsachen ein. Die heutigen Tierreiche sind erst im Laufe der Erdgeschichte geworden. Nur aus geologischen Vorgängen erklärt es sich, daß die wirklichen Areale der Tierverbreitung sich keineswegs mit den möglichen decken.

Eine der wichtigsten biologischen Bedingungen der geographischen

Verbreitung der Tiere ist ihre große Migrationsfähigkeit. Der Wanderung sind jedoch zahlreiche Grenzen gesetzt. Einmal bilden die klimatischen Verhältnisse oft unüberwindliche Schranken, z. B. große Trockengebiete oder auch sturmreiche Gegenden; sodann aber hindern auch verschiedene geographische Schranken die Vorwärtsbewegung. Für Landtiere ist das Wasser, für Wassertiere das Land meist unüberschreitbar. Ebenso hemmen Gebirge, unwirtliche Ebenen, selbst Täler und Flüsse die Wanderung. Endlich ist auch die Konkurrenz der Mitbewohner in dem neu betretenen Gebiete ein solches Hindernis.

In abgeschlossenen Ländern erhalten sich die einzelnen Formen, es entstehen Arten, die nur einem bestimmten Raume angehören, also endemische Arten. Durch ihren Endemismus zeichnet sich namentlich die Fauna vieler Inseln sowie die der Hochgebirge aus. Die Inselfauna ist charakterisiert durch Artenarmut. Die Arten sind aber oft in großer Individuenzahl vorhanden. Die Säugetiere sind auf den Inseln meist nur durch einige Fledermäuse vertreten. Unter den endemischen Arten finden sich häufig relikte Formen, die zuweilen Aufschluß über den ursprünglichen Zusammenhang der Inseln mit anderen Landmassen geben.

Die Fauna der Hochgebirge besitzt viele gemeinsame Formen. Auch zeigt sie deutlich Beziehungen zu der Fauna der Polarländer. Die Bewohner beider Gebiete tragen die gleichen biologischen Merkmale.

Relikte Formen finden wir endlich auch vielfach in den Binnenseen, woraus man einen ursprünglichen Zusammenhang dieser mit dem Meere oder mit heute verschwundenen Wasserbecken vermuten darf.

Entwicklungsgeschichte der Tierreiche.

Einer der wichtigsten Faktoren in der Verbreitung der Tiere ist die Entwicklungsgeschichte. Die paläontologische Forschung hat gezeigt, daß die Tierwelt wie die Pflanzenwelt innerhalb der Erdperioden zu immer vollkommneren Formen aufgestiegen ist. Nach Häckel ist die Urzeit der Erde das Zeitalter der Tangwälder und der Schädellosen, die Primärzeit das der Farnwälder und Fische, die Sekundärzeit das der Nadelwälder und Schleicher, die Tertiärzeit das der Laubwälder und Säuger.

Auch der Stamm der Wirbeltiere lehrt uns deutlich diese stete Entwicklung. In der paläozoischen Periode treten Knorpelfische, Amphibien und Reptilien noch spärlich auf, in der mesozoischen Periode

finden wir dagegen homozerke Schmelzschupper, Knochenfische, riesige Reptilien (Saurier) und die ersten Spuren der Vögel und Säugetiere, in der känozoischen Periode erscheinen dann die plazentalen Säugetiere.

Die Verbreitung der Tiere vollzog sich vermutlich von einigen Punkten aus, die man als Schöpfungszentra bezeichnet hat. Von dieser Urheimat aus wanderten die Tiere nach allen Richtungen und siedelten sich in den ihnen zusagenden Wohnräumen an. Je nach den allgemeinen Verhältnissen des neuen Wohnsitzes bildeten sich Variationen und entwickelten sich neue Formen. In der Nähe des Schöpfungszentrums zeigen daher die Faunen weit größere Einheit als in weiter entfernten und durch faunistische Schranken abgeschlossenen Gebieten. Eine solche Abnahme gemeinsamer Formen beobachtet man auf der Erde mit der Entfernung vom Nordpole. Dieser erscheint also als Verbreitungszentrum für die gesamte Tierwelt.

Die arktische Fauna ist daher rings um den Pol ziemlich einheitlich, sie bildet eine zirkumpolare Zone. Mit der Teilung der Landmassen beginnt dann eine Differenzierung zwischen der Alten und Neuen Welt, so daß die nordamerikanische Tierwelt von der europäisch-asiatischen viel mehr abweicht als die entsprechenden Pflanzenbestände. Die Ursache davon liegt in der größeren Veränderlichkeit und Migrationsfähigkeit der Tiere. Noch in der Tertiärzeit waren beide Faunen gleich. Das nach Süden offene Amerika erhielt später aus den Tropen manche Zuwanderung und zugleich bedingten die eigenartigen klimatischen Verhältnisse eine selbständige Entwicklung der Fauna.

In der Alten Welt hat die Eiszeit über weite Gebiete die Tierwelt beeinflußt. Sie hat viele an wärmere Klimate gewöhnte Arten verdrängt und vernichtet und dadurch für die Einwanderung nordischer Tiere den Boden frei gemacht. Später hat der Mensch in dieser Zone die Fauna umgewandelt, indem er viele der einst einheimischen Arten ausgerottet hat. Erst in südlicheren Breiten, wo die Eiszeit nicht mehr in solchem Maße zur Entwicklung kam, treffen wir wieder auf eine reichere Tierwelt, in der sich auch tropische Formen erhalten haben. Ein derartiges Übergangsgebiet mit tropischen Anklängen finden wir in beiden Welten.

Südlich davon beginnt dann die tropische Tierwelt, die am reichhaltigsten uns in Indien, das immer mit der großen Landmasse Europa-Asien in Verbindung stand, entgegentritt. Namentlich besitzt dieses einen großen Reichtum an Säugern und an Vögeln. Auch die Fauna Afrikas zeigt einen durchaus altweltlichen Charakter. Es ist mit Europa

und Asien eng verbunden, zumal da früher die Sahara unter einem günstigeren Klima weniger trennend wirkte. Auch mit Amerika und mit dem Dekan hat in geologischer Vorzeit ein Landzusammenhang bestanden, der aber schon frühzeitig gelöst worden ist. Infolge der eigenartigen Natur Afrikas entwickelte sich die Fauna nicht reich, sie ist wie die Flora artenarm. Von dem Festlande hat sich früh Madagaskar abgetrennt, vermutlich zu einer Zeit, als Afrikas Säugetierfauna noch sehr ärmlich war. Eine eigenartige Tierwelt besitzt endlich Südafrika, wo wir viele endemische Arten treffen.

In der Neuen Welt begegnen wir mit dem Eintritte in die Tropen einer wesentlich anderen Fauna. Aus paläontologischen Funden geht hervor, daß Südamerika zweifellos in geologischer Vergangenheit von Nordamerika geschieden war. Es hat sich daher dort eine eigenartige Tierwelt erhalten, unter die sich später nordamerikanische Formen mischten. An das hohe Alter erinnern uns die Beutelratte und die Zahnarmen, deren höchste Entwicklung noch in die vorglaziale Zeit fällt.

Die Beutler sind die Repräsentanten der Säugetiere in der vortertiären Zeit gewesen. Sie treffen wir gleichwohl noch in großer Anzahl in Australien, dessen Fauna darum auch ein durchaus mesozoisches Gepräge hat. In den Amphibien, Süßwasserfischen und Insekten zeigt Australien deutliche Beziehungen zu Südamerika, mit dem es während der Trias noch zusammenhing. Zuerst löste sich von diesem hypothetischen südhemisphärischen Kontinente die polynesische Inselwelt ab, deren Fauna vorwiegend australisch ist, aber noch kaum Säugetiere besitzt.

Die Grenze zwischen der australischen und asiatischen Fauna wird von Wallace zwischen Bali und Lombok gezogen. In der Tat beginnen sich auf den Inseln östlich dieser Linie bereits australische und indische Formen zu mischen. Jedoch aus geologischen Gründen ist die Scheidelinie erst östlich von Timor zu ziehen. Auf Neuguinea überwiegt in der Vogelwelt und Säugetierwelt das australische Element.

Einfluß des Menschen.

Die Umgestaltung der Tierwelt durch den Menschen ist nicht so merklich wie die der Pflanzenwelt. Mit der Ausbreitung der Kultur sind allerdings viele Tiere von ihren ursprünglichen Wohnplätzen verdrängt worden und z. T. zum Aussterben gekommen. So ist während der Geschichte des Menschen Wisent, Ur- oder Auerochs, Schelch- oder Riesenhirsch aus den Wäldern Europas verschwunden. Deutschland hat

seine ursprüngliche Säugetierwelt fast ganz verloren. In Nordamerika findet man das Bisonrind nur noch in abgelegenen Jagdgebieten, während es früher dort in unzählbaren Mengen die Prärien durchschweifte.

An Stelle der vertriebenen Tiere hat der Mensch vielfach neue Arten eingeführt. Auf den Steppen Nord- und Südamerikas finden wir Herden halbverwilderter Pferde, in den Weideländern Australiens wimmelt es jetzt von Kaninchen, die durch die Europäer angesiedelt sind, und in allen Hafenplätzen der Erde ist die Wanderratte zu finden. Auch das Ungeziefer begleitet den Menschen überallhin.

Aber im allgemeinen treten diese Abänderungen des natürlichen Tierbestandes im Vergleiche zu den floristischen zurück. Auch die Zahl der Haustiere ist weit geringer als die der Kulturpflanzen. Überdies sind die Tiere wesentlich von dem Vorhandensein geeigneter Nahrung abhängig, sie gehen oft in neuen Wohnräumen an dem Mangel an solcher wieder zugrunde.

Die Heimat der meisten Nutztiere ist die Alte Welt. Amerika hat nur das Lama, das Meerschweinchen, den Truthahn und die Kochenille geliefert. Von vielen Arten wissen wir die Heimat nicht, so vom Haushunde, von der Hauskatze, vom Schafe und von der Ziege. Sie sind vermutlich ursprünglich schon über große Gebiete der Alten Welt ausgebreitet gewesen.

Literatur:

Victor Hehn, Kulturpflanzen und Haustiere usw. — 6. Aufl., Berlin, 1894.

Ed. Hahn, Die Haustiere und ihre Beziehungen zur Wirtschaft des Menschen. — Leipzig, 1896.

Rob. Müller, Die geographische Verbreitung der Wirtschaftstiere. — Leipzig, 1903.

Faunareiche.

Durch den Endemismus einzelner Arten, Familien oder Ordnungen vermögen wir in der Tierwelt der Erde einzelne Reiche abzusondern. Die Grenzen werden durch das Klima und durch die geographische Entwicklung bestimmt. Vor allem ist die Gestaltung und das Werden der Festländer von entscheidender Bedeutung. Darum fallen die faunistischen Grenzen auch keineswegs immer mit den kontinentalen zusammen. Mexiko gehört faunistisch zu Südamerika, Nordafrika zu Europa.

Die gesamte Tierwelt zerfällt nach der Art des Wohnraumes zunächst in die beiden großen Reiche: Meeresfauna und Landfauna.

Die erste Einteilung der Tierwelt hat Schmarda gegeben. Für die Abgrenzung der Faunareiche war der Grad des Endemismus der Tierformen hauptsächlich maßgebend. Auf entwicklungsgeschichtlichen Tatsachen begründeten dann Sclater und auf ihm fußend Wallace eine neue Einteilung der Tierwelt. Diese berücksichtigte nicht die Gesamtheit der Tiere, sondern wesentlich nur die höheren Wirbeltiere, Säuger, Vögel und Reptilien. Die Verbreitung der niederen Tiere ist von der der höheren allerdings sehr verschieden, allein jene bilden zwar einen bedeutenden Prozentsatz der Fauna, aber sie sind für die Länder weniger charakteristisch. Überdies ist ihr Ursprung schwerer festzustellen, weil er noch in die älteren geologischen Perioden fällt.

Der Vorzug der Einteilung von Wallace liegt hauptsächlich in der Wahl der bestimmenden Tiere. Seine tiergeographischen Reiche decken sich in den großen Zügen mit der Verteilung in der Tertiärzeit, bis zu der sich die Entwicklung der Fauna genauer noch verfolgen läßt.

Sclater und Wallace stellten folgende 6 Tierregionen auf: Die paläarktische, die Europa, das nördliche Asien und Nordafrika umfaßt, die neoarktische in Nordamerika, die indische oder orientalische, der Asien südlich vom Himalaja und die Sundainseln bis Celebes und Lombok ausschließlich zugehören, die äthiopische in Afrika südlich der Sahara, die neotropische in dem übrigen Amerika und die australische, die sich über das Festland Australien und die Inseln der Südsee ausbreitet. Jede dieser Regionen gliedern sie ziemlich willkürlich wieder in 4 Subregionen.

Annähernd die gleiche Einteilung finden wir bei Trouessart, der nur noch eine arktische und eine antarktische Region hinzufügt. Andere Zoologen fassen die paläarktische und neoarktische, die viele verwandte Formen haben, als holarktisch zusammen. Huxley nimmt an, daß die Landfauna sich ursprünglich auf zwei große Ländergebiete verteilt habe, und bezeichnet das eine der Nordhemisphäre angehörende als Arktogäa, das andere südhemisphärische als Notogäa. Einen neuen Versuch zur Einteilung der Erde in tiergeographische Reiche hat Arldt geliefert. Er faßt die durch eine alte Fauna charakterisierten Länder Australien, Südamerika und Madagaskar als Paläogäa zusammen. Afrika und Südasien besitzen dagegen eine jüngere Tierwelt, sie bilden das mesogäische Reich oder die Mesogäa und als drittes Reich kommt die Känogäa hinzu mit den jüngsten Formen, die sich unter wesentlicher Beeinflussung durch die Eiszeit entwickelt haben. Die drei Reiche werden dann wieder in Unterabteilungen, Regionen, gegliedert.

Diese Einteilungen befriedigen geographisch noch nicht. Sie berücksichtigen zu wenig die geographischen Landeinheiten. Diese stellte Kirchhoff in den Vordergrund und gab eine Einteilung, in der die Tierreiche möglichst mit den natürlichen Ländern zusammenfallen. Er zählt 17 Reiche auf. Sie schließen sich unmittelbar den Florareichen an. Die Pflanzen- und Tierwelt der Erde stehen in so engen Beziehungen zueinander, daß auch ihre Verbreitungsgebiete mehr oder weniger analoge sein müssen.

Nach Kirchhoff bilden zunächst die Nordpolarlande (I) mit einer einheitlichen Tierwelt rings um den Pol herum ein selbständiges Reich, in dem Eisbär, Polarfuchs, Lemming, Moschusochse, Renntier und viele Wat- und Schwimmvögel charakteristisch sind. Es ist waldloses Gebiet, überwiegend aus Inseln bestehend, hat darum auch nur wenig Landsäuger. Das tierische Leben steht unter dem Einfluß der langandauernden Kälte und zeigt Anpassungen an diese, wie auch an den Schnee (weiße Färbung).

In der alten Welt schließt sich südlich das nordische Wald- und Steppenland (II) an mit einer der deutschen verwandten Fauna, also mit braunem Bär, Wolf, Dachs, Marder, Fischotter, Igel, Maulwurf, Spitzmaus und mit zahlreichen Singvögeln, im Gebirge Steinbock und Gemse. Die Natur dieses ausgedehnten Gebietes ist im allgemeinen einheitlich, das Klima gemäßigt, der Wald weit verbreitet. Daher herrschen auch Waldtiere vor. Die Größe des Gebietes erlaubt Wanderungen, besonders bei dem Wechsel der Jahreszeiten. Nach Süden geht es in das Mittelmeergebiet und in die diesem benachbarten Trockenräume (III) über, die noch viel Gemeinsames mit ihm haben. Neu hinzu treten dort Damhirsch, Gazelle, Ichneumon, Ginsterkatze, Stachelschwein, Schakal, eine Affenart und manche mehr tropische Tiere. Es zerfällt in drei faunistisch verschiedene Unterabteilungen, in das Mittelmeergebiet, in das Wüstenland der Sahara und Arabiens und Westasien. Gekennzeichnet wird es durch sein subtropisches Klima mit langen Trockenperioden und infolgedessen durch Armut an Wald wie überhaupt an Vegetation.

Wie diese Reiche ist auch Turan und Zentralasien (IV) Trockengebiet, daher ebenfalls ziemlich arm an Tierarten, aber diese treten auf den Steppen in großer Individuenzahl auf, namentlich Antilopen, Wildschafe, Pfeifhasen und Murmeltiere. Innerasien ist als Hochland die Heimat des Yak oder Grunzochsen, des zweihöckerigen Kameles, des Moschustieres, des Wildesels, eines Wildpferdes und verschiedener Wildschafe. Die Vogelwelt ist hier noch ganz mitteleuropäisch. Auch in Ostasien (V) begegnen wir noch nordischen Formen, unter die sich aber viele indische mischen.

Hier kommen wir in das Monsungebiet, das im Süden bereits tropischen Charakter hat. Die Vegetation ist üppiger, vielfach herrscht Wald. Daher ist auch die Tierwelt reicher. Kennzeichnend für China sind die Fasane. In Japan lebt noch ein Überbleibsel aus der Tertiärzeit, der Riesenmolch.

In Indien und auf dem malaiischen Archipel (VI) betreten wir ein neues Reich mit tropischem Klima, das eine ungeheure Tierfülle aufzuweisen hat. Unter den Säugern sind als charakteristisch zu nennen: Tiger, Büffel, Elefant, Nashorn, Orang-Utan, Fliegender Hund und indischer Tapir. Ein weiteres Reich bildet das transsaharische Afrika (VII), in dem auf dem Hochland sich Savanne, in den Flußtälern und tiefen Becken und Küstenregionen tropischer Urwald findet, daher Savannentiere: Antilope, Giraffe, Zebra, Strauß, und Waldtiere: Paviane, Schimpanse, Gorilla, Elefant, Nashorn. In den Flüssen leben Flußpferde und Krokodile. Die Fauna hat viel Altertümliches, da sie noch bis in die Tertiärzeit abgeschlossen war, sie erhielt aber in jüngerer Zeit starke Zuwanderungen. Frühzeitig abgegliedert davon wurde die madagassische Gruppe (VIII) mit zahlreichen Halbaffen (Lemuren).

Gehen wir zur Neuen Welt hinüber, so stellt zunächst das ganze Nordamerika (IX) ein einheitliches Faunareich dar. Die wichtigsten Vertreter dieses sind: grauer und schwarzer Bär, Elen, Wapiti, Bison, Gabelantilope, Präriehund, Waschbär, Bisamratte, Opossum und Stinktier, Truthahn, Wandertaube und bereits Kolibri. Die Tierwelt gleicht der der Alten Welt, vielfach treffen wir dieselben Arten oder doch vikarierende Arten der gleichen Gattung. Die Natur der Gebiete ist im wesentlichen auch die gleiche: gemäßigtes Klima, Wald- und Steppenland.

Mit dem Eintritte in das tropische Amerika (X) beginnt eine Fauna mit einer außerordentlichen Artenfülle. In diesem tropischen Reiche finden wir Brüllaffen, Schweifaffen, Faultier, Ameisenbär, Beutelratte, Tapir, Wasserschwein, Jaguar, Puma, Vampyr, Gürteltier, unter den Vögeln Papageien und Kolibris und unter den Reptilien Alligatoren und Riesenschlangen. Es sind überwiegend Waldtiere, weite Flächen werden von dichten Urwäldern bedeckt. Zugleich herrscht überwiegend warmfeuchtes tropisches Niederungsklima, das die Entwicklung tierischen Lebens sehr begünstigt. Die Fauna verarmt wieder in dem folgenden argentinisch-andinischen Reiche (XI) mit ausgedehnten Steppen und trockenen Hochländern. Hier leben die Lamas, Vicuñas und Guanakos, ferner der amerikanische Strauß (Nandu) und der Kondor. Ein eigenes Reich bildet das insulare Westindien (XII), das nur wenige Säuger, einige Fleder-

mäuse, Nager und zwei Arten Insektenfresser, deren Verwandte die Tanreks Madagaskars sind, besitzt.

Die letzte große Gruppe von Faunareichen besteht aus Australien, Neuseeland, den papuanischen Inseln und Polynesien. Ihre Tierwelt hat viele gemeinsame Züge. Auf dem Festlande Australien und auf Tasmanien (XIII) haben wir eine altertümliche, fast mesozoische Säugetierfauna: Känguruh und viele andere Beuteltiere, Schnabeltier und Ameisenbär. Das deutet auf frühe Abtrennung hin. Zugleich mag die Natur des Landes die Erhaltung vieler eigentümlicher Tiere begünstigt haben. Australien ist zum größten Teil ein Trockenraum mit geringer oder sehr lichter Vegetationsdecke. Daher finden wir viele hüpfende, also schnellfüßige Tiere. Auch der australische Strauß (Emu) gehört zu diesen der Natur angepaßten Tieren. Die Fauna der papuanischen Inseln (XIV) ist der australischen sehr nahe verwandt. Eigentümlich sind die Paradiesvögel und der Kasuar; die Säugetiere sind nur spärlich vertreten. Noch ärmer an Säugern ist die Neuseeländische Gruppe (XV), die nur zwei Arten von Fledermäusen besitzt. Unter den Vögeln sind hier die Kiwis und die ausgestorbenen Moas, beide mit verkümmerten Flügeln, ferner Nestor- und Eulenpapagei charakteristisch. Auch das polynesische (XVI) Faunareich kann als Vertreter der Säugetiere nur einige Fledermäuse aufweisen. Es ist überhaupt arm an Tierarten, was durch die frühzeitige Ablösung der Inseln vollkommen erklärlich ist.

Als letztes Faunareich führt Kirchhoff die Meere an. Die ozeanische Tierwelt ist weit reicher gestaltet wie die Pflanzenwelt. Schmarda stellte für diese 10 Reiche auf, die sich mit den Meeresräumen und deren klimatischen Teilen ungefähr decken.

Nach den wechselnden Lebensbedingungen innerhalb der Meeresbecken selbst unterscheidet man eine Litoralfauna in dem flachen Gebiete nahe der Küsten, eine pelagische Fauna im offenen Ozeane und eine eigentliche Tiefseefauna. Die letztere ist in allen Meeren nahezu gleich, sie reicht bis in die größten Tiefen hinab. Hier zeigen die Tiere meist eine besondere Organisation, die es ihnen möglich macht, unter dem gewaltigen Wasserdrucke und in der Dunkelheit jener Regionen zu leben. Sie sind namentlich vielfach mit außerordentlich gut entwickelten Augen oder auch mit Leuchtorganen versehen.

Während die Meeresflora eine große Artenarmut aufweist, zeigt die Meeresfauna einen reichen Formenkreis aus allen Klassen des Tierreiches. Einzelne Arten treten in einer ungeheuren Individuenzahl auf, so daß das Meerwasser oft dadurch eine bestimmte Färbung erhält. Soweit

die Tiere aktive Schwimmer sind, werden sie als Nekton bezeichnet, alle frei im Wasser schwebenden organischen Wesen bilden dagegen das Plankton. Die Säugetiere sind im Meere vertreten durch Seehunde, Robben, Walroß und verschiedene Wale, die Vögel durch Möven, Seeschwalben und zahlreiche Sturmvögel, ferner in den nordischen Meeren durch Alke und Lummen, in den antarktischen Gewässern durch die Pinguine.

Literatur:

Th. Arldt, Die tiergeographischen Reiche und Regionen. — (Hettner's Geogr. Zeitschr., 1906).

Anthropogeographie.

Die Anthropogeographie hat die menschlichen Erscheinungen auf der Erde zu beschreiben und zu untersuchen und vor allem den Einfluß der geographischen Faktoren auf den Menschen festzustellen und möglichst auf allgemeine Gesetze zurückzuführen. Sie ist die Lehre von der geographischen Bedingtheit des Menschen, die Lehre von den Wechselbeziehungen zwischen Mensch und Erde.

Als selbständige Wissenschaft ist sie erst durch Friedrich Ratzel begründet worden. Zuvor sind zwar einzelne Gebiete der Anthropogeographie von verschiedenen Seiten bearbeitet worden. Auch hat Carl Ritter schon in seinen Werken das Bestreben gezeigt, die Geschichte der Menschheit in Beziehung zu setzen zu den Naturbedingungen, innerhalb deren sie sich abspielte. Ferner begegnen wir anthropogeographischen Ideen in v. Humboldts „Ansichten der Natur“, in Ernst Kapps „Philosophischer Erdkunde“, in J. G. Kohls Werk „Der Verkehr und die Ansiedlungen der Menschen in ihrer Abhängigkeit von der Gestaltung der Erdoberfläche“, und ebenso in Cottas „Deutschlands Boden“. Allein eine einheitliche Darstellung aller wichtigeren Probleme, mit denen sich die Geographie des Menschen zu beschäftigen hat, hat uns erst Ratzel in seinem „Handbuch der Anthropogeographie“ und in seiner „Politischen Geographie“ gegeben. Beide Werke werden noch für lange Zeit die Grundlage für den weiteren Ausbau dieser Disziplin bilden. Seitdem hat nur der französische Gelehrte Brunhes das Gesamtgebiet in seiner „Geographie humaine“ noch einmal zusammenfassend behandelt. Aber verschiedene Einzelgebiete der Anthropogeographie sind weiter ausgebaut

worden, so haben Friedrich und Eckert die Wirtschafts- und Handelsgeographie, Hassert die Verkehrsgeographie, Schlüter die Siedlungskunde bearbeitet. Zur methodologischen Frage über Wesen und Inhalt haben besonders Hettner und Schlüter Stellung genommen.

Die Geographie des Menschen ist naturgemäß eng verknüft mit der Geschichte; daher ist diese eine wichtige Hilfswissenschaft für jene, die ihrerseits wieder der historischen Forschung in erheblichem Maße zur Stütze dient. Auch die übrigen Disziplinen, die den Menschen zum Gegenstande haben, wie die Anthropologie, die Ethnologie und selbst die Medizin liefern der Anthropogeographie grundlegendes Material. Diese hat es eben mit allen Erscheinungen des Menschen zu tun, soweit sie zu den geographischen Verhältnissen in Beziehung stehen.

Literatur:

Friedrich Ratzel, Anthropogeographie. I. Teil. Grundzüge der Anwendung der Erdkunde auf die Geschichte. 3. Aufl. 1909. II. Teil, Die geographische Verbreitung des Menschen. 2. Aufl., 1912. — Stuttgart.

— Politische Geographie. — München u. Leipzig, 2. Aufl., 1903.

Brunhes, Géographie humaine. — Paris, 2. Aufl., 1912.

A. Kirchhoff, Mensch und Erde. (Aus Natur u. Geisteswelt, 31) — Leipzig-Berlin, 4. Aufl. 1914.

Einfluß der geographischen Verhältnisse.

Der Mensch ist als Bewohner der Erde den allgemeinen Gesetzen, welche die Erscheinungen auf dieser beherrschen, unterworfen und in seinem Tun und Treiben von ihnen abhängig. Durch seinen eigenen Willen vermag er zwar der Herrschaft der Natur sich bis zu einem gewissen Grade zu entziehen, aber er bleibt doch noch ihren Gesetzen untertan, die ihm auch in der Betätigung seines freien Willens bestimmte Schranken setzen. Am wenigsten vermag sich der Mensch von den zahlreichen kleinen alltäglichen und unmerklichen Einwirkungen der Natur frei zu machen, die das Leben mit sich bringt.

Diesen Einwirkungen ist zunächst jedes einzelne Individuum ausgesetzt. Wir erkennen sie an der Erscheinung der Variation und Anpassung, sowie auch an der der Vererbung. Der Einfluß auf das Individuum summiert sich dann in der Familie, im Volke und endlich in der ganzen Menschheit. Er kommt zum Ausdrucke in der Geschichte der Menschen, die in gewissem Sinne in ihrer Entwicklung durch die Eigenart der

Erdoberfläche im voraus bestimmt ist. Sie zeigt deutlich Beziehungen zu der Verteilung und Gestalt des Festlandes, zu der Ausbreitung des Meeres, zu den Flüssen, Tälern und Gebirgen, zu den Klimaten und auch zur Pflanzen- und Tierwelt.

Literatur:
Fr. Ratzel, Anthropogeographie. I. Teil. — Stuttgart, 3. Aufl., 1909.

Die Festländer.

Der Mensch ist ein Landbewohner. In seiner Verbreitung ist er auf das Land beschränkt, in seiner kulturellen Entwicklung an dieses gebunden.

Im Vergleiche zum Meere ist der menschliche Wohnraum klein, aber die Kleinheit des Landes wird zum Teile wett gemacht durch seine Vielgestaltigkeit, durch die vielen Halbinseln und Inseln, in die sich die Landmasse gliedert.

Für die Verbreitung der Menschen bildeten ursprünglich die Meere die schärfsten Schranken. Meerumschlossenheit bedingt eine gesonderte Entwicklung der menschlichen Bewohner. Auf den insularen Kontinenten Australien und Amerika finden wir daher nur je eine Menschenrasse, während die vielgegliederte Alte Welt uns ein buntes Gewirr von Völkern zeigt. Hier haben freilich Gebirge und unwirtliche Ebenen gleichfalls als Schranken gewirkt, jedoch sind sie nicht von der Bedeutung gewesen wie die Wasserschranken. Der Einfluß dieser gibt sich auch darin zu erkennen, daß die Rassen um so verschiedenartiger erscheinen, je weiter sie durch Meere getrennt sind. Auf den zusammenhängenden Festlandsmassen im hohen Norden der Erde leben die sich so nahestehenden hyperboreischen Völker, auf den durch weite Meere getrennten südhemisphärischen Kontinenten die fremdartigen Amerikaner, Afrikaner und Australier.

Wo sich die Länder näher kommen, wie Amerika und Asien an der Beringsstraße, die Inseln der Südsee oder die Mittelmeerländer, da verbreiten sich die Völker über das Wasser hinweg, so daß wir im ganzen Gebiete verwandte Völker treffen.

Ein weiterer Einfluß des Landes macht sich in den Beziehungen der Menschen zu der Größe ihres Wohnraumes geltend. Mit der Landarmut südlich des Äquators verbindet sich auch eine gewisse Kulturarmut. Es fehlt dort für die Menschen die Möglichkeit sich räumlich auszudehnen, es fehlt ferner die befruchtende Berührung mit fremden

Rassen und endlich der anregende Wechsel der Klimate. Wie anders erscheint im Vergleiche dazu die Menschheit nördlich des Äquators, wo sich mit dem Landreichtum auch eine reiche Kulturentfaltung verknüpft?

Derartige Einwirkungen der größeren Meeresbegrenzung zeigen sich deutlich auch bei der Betrachtung der Bewohner der Inseln und Halbinseln. Sie sind meist wesentlich verschieden von denen des benachbarten Festlandes, selbst wenn sie der gleichen Rasse angehören, wie uns die Tasmanier, die Japaner und nicht minder die Engländer lehren.

Die Abgeschlossenheit der Inseln spiegelt sich auch in ihrer Geschichte ab. Da Friede und Ruhe der Kulturentwicklung im allgemeinen günstig ist, so erreichen gerade die Inselvölker, wenn sie überhaupt entwicklungsfähig sind, oft eine sehr hohe Stufe der Bildung, wie uns wieder Engländer und Japaner lehren. Bei zu großer Abgeschlossenheit, z. B. auf vielen polynesischen Inseln, bleiben die Völker freilich auch leicht auf der mitgebrachten oder durch irgendwelche Umstände einmal erworbenen Höhe stehen. Denn es fehlt die kulturfördernde Berührung mit anderen Völkern. Außerdem üben die Inseln auch eine konservierende Wirkung aus, die Sitten und Gebräuche erhalten sich durch alle Zeiten, weil sie eben nicht durch neu eingeführte verdrängt werden.

Sobald das Meer mit dem Beginne der Seeschiffahrt aufgehört hat, eine unüberwindliche Schranke zu sein, übernehmen die Inseln zuweilen eine vermittelnde Rolle zwischen den verschiedenen Völkern der Erde. Sie dienen dem Verkehre als Stützpunkt, auf ihnen treffen also die Menschen verschiedener Herkunft zusammen, so daß ihre Bewohner eine Vermischung der Rassen zeigen, jedoch stets mit einer vorherrschenden Färbung nach dem nahegelegenen Festlande hin. Als Beispiel führt Ratzel Formosa an, dessen Bevölkerung aus chinesischen und malaiischen Elementen gemischt ist. Auch die Azoren bieten in ihrer Bevölkerung eine solche insulare Vermengung allseitig zugeströmten Blutes.

Zwischen Festland und Insel steht die Halbinsel, die auch in anthropogeographischer Bedeutung eine Zwischenstellung einnimmt. Je nach der Art der Abgrenzung gegen das Festland hin hat sie mehr einen insularen oder mehr einen kontinentalen Charakter. Die Pyrenäenhalbinsel, Vorderindien, Korea erscheinen danach mehr insular, Italien und die Balkanhalbinsel mehr kontinental.

Auf dem Isthmus, der die Halbinsel mit dem Festlande verbindet, kommt der Gegensatz zwischen den beiden verschiedenartigen Wohn-

räumen des Menschen am schärfsten zum Ausdrucke. Hier berühren sich die Völker oft feindlich, so daß wir am Eingange zu den Halbinseln nicht selten Schlachtfelder finden, die uns die Bedeutung der Halbinseln gegenüber dem Kontinente klar veranschaulichen.

Neben der Absonderung der Halbinselbewohner beobachten wir wie bei den Inseln auch bei diesen oft eine vermittelnde Stellung, sie bilden den Übergang zu den Inseln oder auch Festländern jenseits des Meeres, so die Pyrenäeninsel nach Nordafrika, die Balkanhalbinsel nach Asien.

Die Absonderung auf den Halbinseln ist selten so scharf wie meist auf den Inseln. Es ist immer eine Brücke zum Festlande vorhanden, über die hinweg ein Verkehr und ein Ausgleich möglich ist. Wandernde Völker haben diese auch oft überschritten. Die Völkerwogen sind dann in den Halbinseln wie in einer Bucht ausgelaufen und dort zur Ruhe gekommen. Daher finden wir gerade auf den Halbinseln Reste einst über den Kontinent hin verbreiteter Völker. Entweder sind es Reste der ursprünglichen Bevölkerung, die auf dem Festlande durch die Völkerwogen weggeschwemmt ist, oder es sind solche der Wandervölker selbst, die nur hier in der Abgeschiedenheit erhalten geblieben sind. Die Kelten in Großbritannien und die Basken auf der Pyrenäenhalbinsel dürfen wir als Beispiele dafür ansehen.

Die Meere.

Die Geschichte der Menschheit ist ursprünglich kontinental und deshalb in Anpassung an die Vielgestaltigkeit des Landes wenig einheitlich. Mit dem Fortschritte der Kultur, namentlich mit der Überbrückung des Wassers durch die Schiffahrt wird sie ozeanisch und damit einheitlicher, erdumfassend. Mit Beginn des überseeischen Verkehrs hört das Wasser auf eine Schranke für die Menschen zu sein. Statt die Völker zu trennen, verbindet es diese und bringt sie in Berührung, die befruchtend wirkt. Die seefahrenden Völker erlangen daher eine hohe geschichtliche Bedeutung, wie die Phönizier, die Normannen und die Engländer zeigen.

Nicht alle Völker, deren Wohnraum an das Meer grenzt, treiben auch Schiffahrt. Nur besondere Bedingungen führen die Menschen auf das Wasser. Zu diesen gehört eine gewisse Armut des Landes. Das Meer gibt dann die auf dem Lande fehlende Nahrung. Weiter locken küstennahe Inseln an. So wurden die Normannen z. B. ein seefahrendes Volk, desgleichen die Feuerländer oder auch die Eskimo.

Am seetüchtigsten sind im allgemeinen die Bewohner großer Inselmeere. Daher zeichnen sich die Südseeinsulaner durch ihre Vertrautheit mit dem Meere aus.

Doch nehmen solche Völker nicht immer an dem Weltverkehre teil. Ihre Schiffahrt bleibt auf die heimatlichen Gewässer beschränkt. Zu einem weiteren Verkehre über See ist eine höherere Kultur erforderlich, oder es muß ein Hinterland da sein, von dem die Anregung zur Schifffahrt gegeben wird.

Eine andere Bedingung für die Entwicklung der Seeschiffahrt ist die Fähigkeit, sich auf der weiten Wasserfläche zu orientieren, die auf guten astronomischen Kenntnissen oder auf dem Besitze geeigneter Instrumente, namentlich des Kompaß, beruht. Ohne diese Hilfsmittel bleibt das offene Meer unbefahrbar. Auch günstige Winde und Meeresströmungen fördern den Verkehr über das Wasser. Dadurch war seit alters eine Schiffahrt zwischen der Ostküste Afrikas und Südasien möglich. Dagegen haben die Flüsse selten die Veranlassung zum Seeverkehr gegeben. Weder vom Nil noch vom Mississippi noch vom Amazonas aus haben sich die Völker auf das Meer gewagt.

Auf die seefahrenden Völker übt das Meer einen deutlichen Einfluß aus, der sich in bestimmten Charaktereigenschaften kundgibt. Es sind meist unstete Völker, was schon durch den beständigen Wechsel des Wohnsitzes bedingt wird. Weiter werden sie durch den fortwährenden Kampf mit den Elementen furchtlos und kaltblütig. In ihrem Wesen sind sie ernst, in ihren geistigen Vorstellungen einförmig. Viele seefahrende Völker sind Räuber. Die Leichtigkeit, mit der sie den Raub ausführen und sich den Verfolgungen der Beraubten entziehen können, mag die Ursache davon sein.

Der Einfluß des Meeres ändert sich nach der Kulturhöhe der Völker. Wo höher stehende Völker das Meer betreten, da beobachten wir eine weitere Entwicklung der Bildung, vor allem machen sich dann Einwirkungen geltend, die den Menschen zum Bewußtsein der Einheit seines ganzen Geschlechtes führen; es entstehen kosmopolitische Anschauungen.

Die anthropogeographische Bedeutung des Meeres beruht zu einem großen Teile auch auf der Gestalt und dem Verlaufe der Küsten. Man hat aus diesem Grunde die Küstenentwicklung oder Küstengliederung ziffermäßig berechnet (S. 138). Allein wenn auch die dabei gewonnenen Zahlen nicht ohne Wert sind, so bestimmen sie doch nicht immer die größere oder geringere Zugänglichkeit des Landes. Die Ent-

faltung großer Seetüchtigkeit wird häufig allein durch das Vorhandensein eines oder nur einiger guter Häfen bedingt.

Neben der Zugänglichkeit vom Meere spielt auch die Zugänglichkeit vom Lande aus eine große Rolle. Daher hat man auch die Art des Eingreifens des Meeres in das Land mathematisch zu berechnen versucht und den Begriff der Seeferne aufgestellt (S. 139). Man hat ferner Karten entworfen, auf denen die Erreichbarkeit der Orte im Innern des Landes nach der Zeit veranschaulicht wird. Es dienen dazu die Linien gleichen Zeitaufwandes oder Isochronen, die man erhält, wenn man alle Orte, die in der nämlichen Zeit vom Meere aus erreicht werden können, miteinander verbindet. Doch alle diese Begriffe erhalten nur dann einen wirklichen Wert, wenn sie unter Berücksichtigung der geographischen Verhältnisse in Betracht gezogen werden.

Vielfach erstreckt sich die kulturfördernde Wirkung des Meeres weit über die Küstenlinie hinaus auf eine ganze Küstenzone, die dann bei der anthropogeographischen Forschung von größerem Gewichte ist wie die Grenzlinie zwischen Wasser und Land. Auf der Küstenzone siedeln sich oft seefahrende Völker an, die man als Küstenvölker bezeichnet. Zu ihnen gehören die Phönizier und Karthager, die Germanen und Kelten, die Papuas und Malaien. Sie haben zum Teil eine hohe geschichtliche Bedeutung erlangt. Meist sind sie vortreffliche Kolonisten. Ihre Ansiedlungen sind zwar nicht immer von langer Dauer, aber haben doch zur Ausbreitung der Kultur beigetragen. Namentlich erweitern sie Handel und Verkehr. Der Handel bringt die Küstenvölker auch in Berührung mit den Binnenvölkern, die dadurch zur Küste und schließlich auf das Meer gelockt werden. Der lebhafte Verkehr führt weiter auch zu einer größeren Ansammlung von Menschen an der Küste, die alle von den gleichen Interessen geleitet werden. Das übt aber eine kulturfördernde Wirkung aus, die die geschichtliche Bedeutung vieler Küstenvölker erklärt. Als Beispiel führen wir die Niederländer an.

Literatur:
Fr. Ratzel, Das Meer als Quelle der Völkergröße. — München, 1900.

Abhängigkeit von der Natur der Länder.

Auf die Entwicklung der Menschheit wirkt innerhalb der einzelnen Länder die Eigenart der Natur in sehr verschiedener Weise ein. Sie bestimmt zunächst die Art der Ausbreitung des Menschen. Weiter zeigen sich die Menschen in ihren Wohnräumen abhängig von der Lage und

Größe, von der Bodengestalt, von dem Laufe und der Ausdehnung der Gewässer, vom Klima, von der Tier- und Pflanzenwelt, von dem Bodenwerte und der allgemeinen Wegsamkeit.

Verbreitung der Menschen.

Die Verbreitung der Menschen ist eine Folge ihrer Bewegungsmöglichkeit. Sie besitzen wie die Tiere die Fähigkeit der Ortsveränderung, sie wandern. Außerdem äußert sich das Leben der Menchen selbst in Bewegung jeder Art, die geschichtlich überaus wirksam werden kann, aber in ihrer Richtung und Kraft stets von geographischen Faktoren beeinflußt wird. Ratzel bezeichnet die Beweglichkeit als eine der wesentlichen Eigenschaften des Völkerlebens. Sie ändert sich im allgemeinen mit der Höhe der Kultur, sie wurzelt meist in dem Bestreben nach Verbesserung der Lebensbedingungen wie auch nach Erweiterung der Machtentfaltung.

Über die Erde verteilen sich nun die Menschen nach bestimmten Gesetzen, welche die Natur der Länder bedingt. So siedeln sie sich vor allem nur dort an, wo sie genügend Nahrung finden. Das Nahrungsbedürfnis ändert sich mit der Lebensweise. Daher stellen Nomaden, Jäger, Handelsvölker und Ackerbauer ganz verschiedene Anforderungen an den Boden, auf dem sie sich niederlassen wollen, und es ist nicht jeder Wohnplatz, der sich für die einen eignet, auch für die anderen passend. Das bewirkt die außerordentliche Mannigfaltigkeit, die uns die Verteilung des Menschen auf der Erde zeigt.

Auf niederer Kulturstufe werden die Wohnplätze meist dort angelegt, wo die Natur den Bewohnern geeigneten Schutz bietet. Auf höherer Kulturstufe ist mehr die günstige Lage zum Verkehre maßgebend für die Wahl und die Entwicklung der Siedlung.

Sind die Menschen ansässig geworden, so schließen sie sich zu größeren Gemeinden zusammen. Es führt sie dazu der natürliche Geselligkeitstrieb, sowie ein gemeinsames Schutzbedürfnis, ferner gemeinsame Lebensinteressen, die meist auch mit Arbeitsteilung verknüpft sind.

Durch dieses Aneinanderschließen entstehen Ansiedlungsmittelpunkte oder Bevölkerungszentra. Sie bilden sich namentlich dort, wo sich Menschen in einem natürlich abgeschlossenen Gebiete angesiedelt haben oder wo gleichartige Erwerbsverhältnisse bestehen. Auch anregende Berührung mit Nachbarvölkern bewirkt solche Konzentrationen. Dagegen werden diese behindert durch zu große Abgeschlossenheit des

Wohnraumes, wie z. B. auf Inseln und in engen Gebirgstälern, oder bei allzu großer Offenheit, also auf weiten Ebenen.

Die Abgeschlossenheit beruht auf einer Reihe natürlicher Schranken, zu denen in erster Linie das Meer gehört, zu denen aber auch Flüsse, Gebirge und unwirtliche Gebiete zu zählen sind. Die Bedeutung solcher Grenzen ist freilich im Laufe der Zeiten außerordentlich wandelbar je nach der Höhe der Kultur der Bewohner, die sie umschließen. Infolgedessen fallen sie auch keineswegs immer mit den politischen Grenzen zusammen. Allerdings zeigt sich dann bei den Völkern meist das Bestreben, diese mit den natürlichen zur Deckung zu bringen, oft mit Gewalt, so daß kriegerische Unternehmungen der Völker zuweilen deutlich das Fehlen natürlicher Grenzen verraten.

Daß es wirklich solche natürliche Schranken gibt, die allen menschlichen Bestimmungen zum Trotz bestehen und sich auch als solche geltend machen, lehrt uns die tatsächliche Gliederung vieler politischer Reiche, sowie die Ausbreitung der Völker, die die politischen Grenzen überschreitet, und endlich die Zersplitterung einzelner politisch geeinter Länder wie Griechenland und Österreich-Ungarn.

Innerhalb der natürlichen Bezirke verteilen sich die Bewohner je nach den allgemeinen geographischen Verhältnissen entweder gleichmäßig über die ganze Fläche, z. B. in allen Ackerbaugebieten Deutschlands, oder sie sammeln sich in einem oder mehreren Mittelpunkten, wie in Großbritannien, oder endlich sie wohnen peripherisch, wenn die Lebensinteressen, z. B. die Seeschiffahrt in vielen Mittelmeerländern, es bedingen.

Geographische Lage und Größe des Wohnraumes.

Im Leben der Völker sind die geographische Lage und die Größe des Wohnraumes hervorragend wichtige geographische Tatsachen. Unter der geographischen Lage begreift man zunächst die Zugehörigkeit zu einem natürlichen Gebiet, zu einem Festland, einer Zone, einem Gebirge, einem Klimagebiet usw. Mit der Zugehörigkeit verbindet sich zugleich Wechselwirkung. Ratzel unterscheidet weiter natürliche Lage, die in der Zugehörigkeit gegeben ist, und Nachbarlage, die durch die Beziehung zur Umgebung bestimmt wird. Diese Nachbarlage kann zentral oder peripherisch (Küstensaum) sein. Dann handelt es sich um eine zusammenhängende Lage, der eine zentrale oder zersplitterte gegenübersteht.

In der Lage ist aber zugleich auch die Größe des Wohnraumes ein-

begriffen. Diese übt wieder einen mannigfaltigen Einfluß auf die Menschen aus. In kleinen Bezirken bleiben die Bewohner kulturell zurück, sobald die Grenzen scharf ausgeprägt sind und infolgedessen eine wechselseitige Berührung mit den Bewohnern angrenzender Gebiete erschwert ist. Inseln und Gebirgstäler sind derartige Wohnräume. Als Beispiele mögen Sizilien und Corsica und der Kaukasus mit seinem bunten Völkergemische gelten. Selbst wenn der Boden in dem abgeschlossenen Bezirke ausreichenden Ertrag liefert, fehlt die Anregung zu weiterer Bildung seiner Bewohner und zu irgendeiner Entfaltung nach außen, wie uns Ägypten und die Niederlande lehren.

Indessen auch von solchen engeren Wohnräumen der Menschen hat die Geschichte mächtige Impulse erhalten. Die Not treibt die Bewohner über die Grenzen hinaus, oder es führt auch ein natürlicher Weg, ein Fluß oder das offene Meer, sie in die Nachbargebiete und bringt sie in Berührung mit anderen Völkern. Je höher sie in der Kultur stehen, um so größer und nachhaltiger ist dann die Machtentfaltung nach außen.

Ein größerer Umfang der natürlichen Bezirke wirkt im allgemeinen kulturfördernd, schon weil die Möglichkeit zu größerer Menschenansammlung gegeben ist, die auch eine größere geistige und physische Kraft repräsentiert und außerdem unter sich eine vielseitigere Berührung bedingt. Durch die längere Erstreckung der Grenze kommen die Bewohner weiter Räume auch häufiger und mannigfaltiger in Verkehr mit verschieden gearteten Nachbarvölkern, was ebenfalls zur Hebung der Kultur beiträgt.

Freilich gerade in den ausgedehnten natürlichen Reichen fehlen oft die Bedingungen, die selbst die Bewohner engbegrenzter Gebiete zu geschichtlicher Bedeutung erheben, es fehlt vor allem meist die Einheit und Festigkeit der Menschengemeinschaft, die zu einer Machtentfaltung nach außen unbedingt notwendig ist und allein auch einen dauernden Bestand der Menschengesellschaft sichert. Daraus erklärt sich der häufige Verfall großer Reiche, von dem uns die Geschichte berichtet. Die Länge der Grenzen erschwert ihre Verteidigung; Einfälle und Überflutungen durch Nachbarvölker sind leichter ausführbar als in kleinen Bezirken. Endlich entbehren allzu ausgedehnte Gebiete oft auch der scharfen natürlichen Grenzen sowie geeigneter Konzentrationspunkte, die eine Hauptbedingung für kulturellen Fortschritt sind.

Vielfach haben sich im Laufe der Geschichte die Bewohner mehrerer kleiner Bezirke zu einem größeren Reiche zusammengeschlossen. In Österreich-Ungarn erblicken wir ein solches Sammelreich. Geeint sind

diese Reiche meist durch die geographische Gleichartigkeit der einzelnen Gebiete oder durch einen einzigen geographischen Charakterzug, der allen Bezirken gemeinsam ist und diese in ihrem Zusammenschlusse gleichsam zu einer Einheit höheren Grades erhebt. So werden in Österreich-Ungarn die Länder durch das Stromsystem der Donau wirtschaftlich und politisch miteinander verbunden.

Bodengestalt.

Neben der Größe des Wohnraumes ist für die Entwicklung der Menschen die Bodengestalt von entscheidender Wichtigkeit. Hier stehen sich vor allem Flachland und Bergland gegenüber. In ersterem ist eine freie Beweglichkeit nach allen Richtungen möglich, in letzterem stößt der Verkehr überall auf Hindernisse.

Flach- und Hügelländer.

Die anthropogeographische Bedeutung der Flachländer beruht auf ihrer Schrankenlosigkeit und Eintönigkeit. Klimatisch zeichnen sie sich vielfach durch Trockenheit aus, wodurch für den Menschen eigenartige Lebensbedingungen hervorgerufen werden. Der geringe oder seltene Regenfall behindert den Baumwuchs, nur Gräser und Stauden bedecken den Boden, und oft geht die Grassteppe auch in die vegetationsarme Wüste über.

Beide Faktoren, Schrankenlosigkeit und Trockenheit, wirken in bestimmter Weise auf die Bewohner ein. So zeigen sämtliche Steppenvölker gewisse gemeinsame Züge. Schon in seiner äußeren Erscheinung weist der Sohn der Steppe kennzeichnende Merkmale auf. Er ist eine hagere, sehnige, muskulöse Gestalt. Der ewige Kampf ums Dasein und die Armut seiner Umgebung an Nahrungsmitteln, nicht minder die Eigenart des Klimas bedingen dieses Äußere. Die Jagd auf die schnellfüßigen Tiere der Ebene erzieht zur Gewandtheit und Beweglichkeit. Die Steppenbewohner sind alle treffliche Läufer und vorzügliche Reiter. Weiter sind ihre Sinne gut ausgebildet, namentlich Gesicht und Gehör.

Auch in ihren Einrichtungen und in ihrer Lebensweise sind die Steppenbewohner ihrer Umgebung angepaßt. Sie führen meist ein unstetes Wanderleben. Darauf ist der Haushalt eingerichtet. Sie wohnen in leicht transportabeln Zelten, tragen leichte, handliche Waffen und Geräte und leben äußerst einfach. Die Schrankenlosigkeit ihrer Heimat prägt ihnen eine unversiegbare Freiheitsliebe ein und erweckt in ihnen die

Wanderlust. Ihre Beweglichkeit und zugleich die Armut ihres Wohnraumes führen sie auch zu Raub- und Plünderungszügen nach den Gebieten der Nachbarvölker, namentlich solcher, die in fruchtbaren Ländern ertragreichen Ackerbau treiben. Vor den Nachstellungen schützt sie die Unwirtlichkeit, die ihre Heimat für jeden Fremden hat.

Die Wirkung der Steppen- und Wüstennatur auf seine menschlichen Bewohner kommt klar zum Ausdrucke in ihrer Gleichartigkeit in allen Teilen der Erde, trotz der räumlichen Entfernungen, trotz des Wechsels der Klimate und trotz der Verschiedenheit der Rassen.

Durch die Berührung mit benachbarten Völkern haben die Steppenbewohner wiederholt auch die Geschichte beeinflußt. Infolge der häufigen Überfälle unsteter Nomadenvölker sind in dem Gebiete der Mittelmeerländer uralte Kulturen zugrunde gegangen. Ferner sind jene großen Völkerwanderungen, die ganz Europa überfluteten, ausgegangen von den Steppenregionen Asiens, in denen die Bewohner in ewigem Kampfe um Nahrung leben und sich gegenseitig von einem Weideplatze, von einer Quelle zur andern verdrängen. Diese Bewegungen setzen sich von Stamm zu Stamm, von Horde zu Horde und schließlich von Volk zu Volk fort und dehnen sich dann weit über den Rahmen des Flachlandes hinaus aus.

Als zum großen Teil unbewohnbare Gebiete bilden die Flachländer vielfach fast unüberwindliche Schranken für den Völkerverkehr. Die Sahara scheidet Nordafrika von den äquatorialen Regionen dieses Erdteiles schärfer, als es irgendeine andere natürliche Schranke tun könnte.

Ausreichend benetzte Flachländer erlauben Ackerbau und sind daher auch von einer seßhaften Bevölkerung bewohnbar. Hier fördert die Schrankenlosigkeit den Verkehr und damit die Ausnutzung des Bodens. Unter günstiger geographischer Lage sind sie die Stätten hoher und selbst höchster Kultur geworden und zugleich der Ausgangspunkt politischer Machtentfaltung. In Europa liefern das norddeutsche Tiefland, in Asien die nordchinesische Ebene, in Amerika das Hochland von Mexiko und das Hochland von Peru, in neuerer Zeit auch die Pampa Argentiniens Beweise dafür.

Zwischen den Flachländern und den Gebirgen stehen die Hügelländer. Ihre anthropogeographische Bedeutung ist weit mannigfaltiger als die der Flachländer. Im allgemeinen ist ihre Einwirkung auf die Entwicklung der Menschheit günstig gewesen. Die Hügelländer sind vielfach der Wohnsitz höher kultivierter Völker. Sie vereinen in sich die

Eigenart der Gebirge und der Flachländer in gemilderter Form ohne die schroffen Gegensätze, die zwischen diesen bestehen, sie gehen auch vielfach allmählich in beide über.

Gebirge.

Der Einfluß der Gebirge zeigt sich ebenso in der Entwicklung des einzelnen Individuums wie in der Geschichte ihrer Völker.

Die Gebirgsbewohner leben schon in anderen klimatischen Verhältnissen als die Bewohner des Flachlandes. Das schafft andere Körperkonstitution. Besonders ist die Verminderung des Sauerstoffes in größeren Höhen von Bedeutung. Die Menschen müssen sich diesen Verhältnissen anpassen. Wir finden bei ihnen häufig eine starke Erweiterung der Brust und der Lunge. Als Folgen der Sauerstoffarmut haben wir Anämie, die sich auch äußerlich bei den Bewohnern in bleichem Aussehen zu erkennen gibt. Die größere Rauheit des Klimas stählt dagegen die Gesundheit, so daß wir in den Gebirgsländern kräftigen Gestalten begegnen. Das mühevolle, oft gefährdete Leben erzieht Mut und Ausdauer, macht aber auch ernst und besonnen.

Als Wirkung der Abgeschlossenheit nach außen haben wir das Festhalten an den althergebrachten Sitten anzusehen. Die allen Gebirgsbewohnern eigene Heimatsliebe sowie der Sinn für Religiosität dürfte ebenfalls auf die Natur der Bergländer zurückzuführen sein.

Die Bedeutung der Gebirge für die Geschichte der Völker liegt in erster Linie in der Tatsache begründet, daß sie wichtige natürliche Grenzen darstellen. Sie bilden meist breite Grenzräume, in denen sich die Bewohner selbständig entwickeln. Diese Selbständigkeit ist um so größer, je mehr das Gebirge flächenhaft ausgedehnt und je unzugänglicher es nach außen ist, je mehr es auch im Innern von bewohnbaren Tälern durchzogen wird. Davon hängt auch ihr Wert als natürliche Grenze ab. Massengebirge scheiden im allgemeinen die Völker viel schärfer als Kettengebirge, die oft von Quertälern zerschnitten sind, und über deren Kamm niedrige Pässe den Übergang ermöglichen. Die Täler öffnen überhaupt die Gebirge dem Verkehre. Diese sind nur dann unzugänglich, wenn sie als geschlossene Erhebungen aus der Ebene aufsteigen. Die Zugänglichkeit durch die Täler wird noch erhöht durch niedrige Bergzüge, die dem Gebirge vorgelagert sind und den Übergang zum Flachlande vermitteln.

Auch der Grad der Bewaldung und der Bewohnbarkeit ist bestim-

mend für die Bedeutung der Gebirge als Grenze. Weiter hängt dann diese ab von der Kultur der Völker in dem vorliegenden Flachlande. Je höher die Kultur, um so weniger bilden die Berge ein Hindernis für den Verkehr. Für Völker auf niedriger Kulturstufe ist das Bergland ein Zufluchtsraum, in dem die Bewohner des Vorlandes Schutz vor bedrängenden Völkern finden; für höher entwickelte Völker dienen die Gebirge als Schutzmauer gegen feindliche Angriffe der Völker jenseits derselben.

Als Schranken der freien Bewegung haben die Gebirgsländer während der Geschichte oft die Unternehmungen großer Völker zum Ende gebracht. Die Schwierigkeit, das Verkehrshemmnis zu überwinden, hat die Kraft selbst starker Volksmassen gebrochen oder diese wenigstens zersplittert und geschwächt. So scheiterten die Unternehmungen eines Hannibal und Cäsar an den Alpen.

Die Bewohner der Bergländer haben dagegen wiederholt in die Geschichte eingegriffen. Durch die Armut ihres Heimatlandes sind sie zu Auswanderungen und häufig zu kriegerischen Ausfällen in das Vorland gezwungen. Bei ihren Raubzügen kommt ihnen ihre Kühnheit und Kraft zunutze. Auch die Leichtigkeit mit der sie sich den Angriffen der geplünderten Völker entziehen können, unterstützt sie wesentlich in diesen Unternehmungen. Die Armut des Berglandes führt allerdings oft auch zu friedlichem Verkehre mit den Bewohnern des Flachlandes, wodurch dann der Wert des Gebirges als Schranke vermindert wird.

Flüsse.

Für Völker niederer Kultur sind die Flüsse noch wichtige Verkehrsschranken, die nur an einzelnen Stellen, wo der Fluß überschreitbar ist, unterbrochen werden. An solchen Flußübergängen kam es oft zu blutigen Begegnungen zwischen verschiedenen Völkern. Sie sind daher vielfach als Schlachtfelder gekennzeichnet. In diesem Zustande der Kultur dienen die Flüsse durch ihr Wasser und ihre Fische den Anwohnern nur als Nahrungsquelle. Sie bilden noch keine Verkehrsstraße. Die Indianer Amerikas benutzten z. B. ihre großen Wasserstraßen vor der Ankunft der Europäer noch nicht für den Verkehr.

Mehr noch als die Flüsse selbst haben die Flußtäler für die Menschen Bedeutung gehabt. Die fruchtbaren Niederungen, welche viele Flüsse umgeben, luden zur Ansiedlung ein. Weiter boten die Inseln und Biegungen der Flüsse sowie die sie begleitenden Sümpfe gute Schlupf-

winkel und sicheren Schutz vor feindlichen Angriffen. Endlich wiesen die Flußtäler auch den wandernden Völkern den Weg.

Ihre rechte Stellung erhielten die Flüsse jedoch erst mit dem Beginne der Schiffahrt im Dienste von Handel und Verkehr. Von da ab bilden sie die günstigsten und oft bequemsten Straßen. Als solche sind sie heute noch von Wert, obwohl die Eisenbahn den Hauptverkehr an sich gezogen hat.

Sobald die Flüsse befahren werden, verlieren sie mehr oder weniger ihre Bedeutung als Verkehrsschranke. Unüberwindliche Schranken stellen sie überhaupt nicht dar, sie sind immer von tatkräftigen Völkern überschritten worden, wie uns das die Hunnen deutlich gezeigt haben. Dagegen bilden sie häufig politische Grenzen, weil sie natürliche Bezirke, die die Grundlage für die politischen Reiche gewesen sind, voneinander scheiden. Auch sind sie für kriegerische Unternehmungen von großer Wichtigkeit, sie können als wertvolle natürliche Verteidigungslinien gelten.

Zuweilen bieten die Flüsse mit ihren tributären Gewässern selbst natürliche Bezirke, in denen sich die Bewohner zu einer größeren Gemeinschaft zusammenschließen. Flußgebiet und Staat fallen dann zusammen, beide umgrenzt von dem Kamme der Gebirge (Böhmen, Siam).

Die Stellung der Flüsse in dem Leben der Menschen geht deutlich auch aus der Lage der Siedlungen hervor. Diese finden wir sehr häufig an den Wasserläufen. Dort liegen sie aber nicht willkürlich zerstreut, sondern sind an bestimmten Stellen zu treffen, so in Talerweiterungen, an dem Zusammenflusse zweier Gewässer, an Übergangspunkten als Brückenorte oder an großen Biegungen. Der wichtigste Punkt ist meist die Stelle, wo die Seeschiffahrt beginnt; sie ist oft durch eine Großstadt gekennzeichnet.

Die Flüsse führen den Verkehr zum Meere hinaus, jedoch erst dann, wenn dieses bereits befahren wird. Sie eröffnen daher noch weit öfter dem Seeverkehr den Weg in das Innere der Kontinente. Den Anstoß zur Seeschiffahrt selbst haben sie, wie schon erwähnt, selten gegeben.

Klima.

Der Einfluß des Klimas auf den Menschen geht ohne weiteres aus der Tatsache hervor, daß es eine Akklimatisation und daß es klimatische Kurorte gibt. Der Einfluß beruht hauptsächlich auf Wirkungen der

Temperatur und der Feuchtigkeit der Luft. Die Beschaffenheit der Atmosphäre kommt nur insofern in Betracht, als staubfreie und namentlich ozonreiche Luft gesund und Höhenluft infolge ihrer Sauerstoffarmut für den Lebensprozeß des Menschen ungeeignet ist.

Die Wirkung der Temperatur steht mit derjenigen der Feuchtigkeit in engem Zusammenhange. So ist hohe Temperatur bei geringer Feuchtigkeit im allgemeinen für den menschlichen Organismus nicht schädlich, wohl aber bei großem Wasserdampfgehalte, wie z. B. in den Tropen. Doch vermag der Mensch unter den geeigneten Lebensbedingungen auch die tropische Wärme dauernd zu ertragen, wie es überhaupt auf der Erde keinen Wärmezustand gibt, der menschliches Leben ausschlösse. Nachteilige Folgen haben meist nur starke Temperaturschwankungen, zumal wenn sie mit hoher Feuchtigkeit vereint auftreten.

Der Einfluß des Klimas auf die Menschen zeigt sich auch in der Eigenart der Bewohner der verschiedenen klimatischen Zonen. Wir können die Erde diesen entsprechend in mehrere Kulturzonen einteilen. Hier liegt aber mehr eine mittelbare Wirkung des Klimas vor; die Kulturzonen gründen sich vorwiegend auf die Ertragfähigkeit des Bodens, welche wieder in erheblichem Maße von dem Klima abhängt.

Die eigentliche Kulturzone der Erde ist die gemäßigte Zone. In den Tropen ist es nur selten zu höherer Kulturentwicklung gekommen. Das außerordentlich gleichmäßige Klima mit seiner feuchtwarmen Luft wirkt erschlaffend auf den menschlichen Organismus ein. Selbst die Europäer verlieren an körperlicher und geistiger Leistungsfähigkeit. Überdies bietet die Natur in Überfülle den Bewohnern tierische und vor allem pflanzliche Nahrung und erspart ihnen jene Arbeit, die in anderen Ländern die wichtigste Triebfeder im Leben ist. Die Gleichartigkeit des Klimas macht auch die Menschen gleichartiger, und es fehlen daher unter den Bewohnern der Tropen die anthropogeographischen Gegensätze, die zu kultureller Entwicklung notwendig erscheinen.

In den Polarländern dagegen sind zwar die Bedingungen für körperliche und geistige Tätigkeit gegeben, aber der viele Monate dauernde Winter zwingt die Menschen hier ebenfalls zu langer Ruhe. Und im Sommer nimmt die Beschaffung der notwendigsten Lebensmittel die ganze Kraft der Bewohner in Anspruch. Der Boden selbst bringt in der kurzen Sommerzeit nur wenig, z. T. gar keine Nahrung hervor, so daß in diesen öden nordischen Regionen größere Menschenansammlungen, unter denen sich eine höhere Kultur entfalten könnte, unmöglich ist.

Im Vergleiche zu diesen beiden Zonen der Erde bietet die gemäßigte Zone unzweifelhaft die günstigsten Bedingungen für die Entwicklung der Menschen. Hier finden wir auf verhältnismäßig kleinem Raume die größten klimatischen Gegensätze, die anregend auf die Menschen wirken, hier entlockt das Klima nur dann dem Boden ausreichende Erträge, wenn er mit ausdauerndem Fleiße bearbeitet wird, und hier endlich ist auch die Möglichkeit größerer Volksdichte gegeben, die in ihrer Zunahme selbst eine stete Steigerung der Kraft der Völker bedingt. Der Wechsel von Sommer und Winter gewährt den Bewohnern Zeiten der Ruhe und der Erholung, ohne sie ganz zur Untätigkeit zu zwingen. Die sommerlichen Temperaturen liegen nicht so hoch, daß sie erschlaffend wirken, und die winterlichen nicht andauernd so niedrig, daß sie den Anbau der wichtigsten Kulturpflanzen verbieten.

Die Ertragsfähigkeit des Bodens nimmt auf der Erde im allgemeinen nach den äquatorialen Gebieten zu. Damit in Zusammenhang mag es stehen, daß unter den Völkern überall ein Zug nach den wärmeren Gegenden sich kund gibt. Die von den polwärts gelegenen Regionen kommenden Völker haben sich oft als die Eroberer gezeigt; sie sind in dem rauheren Klima ihres Heimatlandes widerstandsfähiger und kräftiger geworden als ihre Nachbarn in den wärmeren Landstrichen, denen sie nicht selten auch kulturell überlegen waren. Beispiele aus der Geschichte sind die wiederholten Eroberungen Italiens durch von Norden über die Alpen vordringende Völker, die Unterwerfung der Inder durch die Mongolen und diejenige der Chinesen durch die Mandschuren.

Auch in ein und demselben Volke beobachten wir oft Gegensätze zwischen seinen Bürgern, die man auf klimatische Wirkungen zurückzuführen geneigt ist. Auffallend ist jedenfalls, daß sich solche Unterschiede bei ganz verschiedenen Völkern zeigen, ohne daß dafür irgendein ethnographisches Moment als Ursache angegeben werden könnte. Auch in Deutschland stehen sich die Bewohner der nördlichen und südlichen Gebiete ziemlich fremd gegenüber. Zu einem Teile mag auch dieser Gegensatz zwischen Nord- und Süddeutschen klimatisch bedingt sein, obwohl zweifellos hier zugleich viele andere Faktoren mitgewirkt haben.

Literatur:

W. J. van Bebber, Hygienische Meteorologie. — Stuttgart, 1895.
K. Dove und Frankenhäuser, Deutsche Klimatik. — Berlin, 1910.

Pflanzen- und Tierwelt.

Pflanzen und Tiere geben dem Menschen die Nahrung. Diese sind also von dem Vorhandensein der ersteren abhängig. Vegetationslose Gebiete schließen dauernde Niederlassungen der Menschen aus, und auch vegetationsarme gestatten meist nur vorübergehend die Ansiedlung oder können nur von Wandervölkern bewohnt werden. Größere Volksdichte ist bei niederer Kulturstufe nur in den pflanzen- und tierreichen Regionen der Erde möglich. Mit der Steigerung der Kultur wächst dagegen die Ertragsfähigkeit des Bodens, aber auch dann ist die Entwicklung der Menschheit noch durch die Anbaufähigkeit der Pflanzen bedingt.

Enge Beziehungen zwischen den Menschen und Pflanzen bestehen auch in Beziehung auf die Vegetationsform. Die Eigenart der Steppenvölker ist nicht zum wenigsten in der solchen Räumen eigenen Pflanzenwelt begründet. Wo Gras- und Krautvegetation vorherrscht, leben vorwiegend Viehzucht treibende Völker. In der Wüste wie im Walde ist Viehzucht nicht möglich. Der Wald schafft besondere Lebensbedingungen, denen sich die Bewohner anpassen müssen. Sie unterscheiden sich wesentlich von den Bewohnern waldarmer Gebiete.

Die günstigsten Lebensbedingungen bieten offenbar gemischte Pflanzenbestände, also Regionen mit mehrfachen Vegetationsformationen, da in diesen meist die größte Mannigfaltigkeit der Nutzbarkeit herrscht, namentlich Viehzucht und Ackerbau zugleich möglich ist. Vielfach hat der Mensch, wo er sich in größerer Volksdichte angesammelt hat, solche Landschaften künstlich hergestellt, woraus sich eben umgekehrt ergibt, daß diese Mischung von Vegetationsformationen ihm auch auf höherer Kulturstufe am besten zusagt.

Für die Abhängigkeit der Menschen von Tier- und Pflanzenwelt geben die Pflanzen den Ausschlag, die meist auch den Tieren erst die Existenzmöglichkeit bieten. Namentlich ist in den Tropen die pflanzliche Nahrung die vorherrschende. Jedoch in anderen Gebieten der Erde sind auch die Tiere die hauptsächlichsten Nahrungsspender. Dazu gehören z. B. die Polarländer, in denen die Menschen fast ganz von tierischer Nahrung leben.

Zuweilen schaffen die Tiere erst mittelbar die geeigneten Lebensbedingungen. Wir erinnern an viele Steppenbewohner, denen nur die schnellfüßigen Pferde oder die widerstandsfähigen Kamele die Existenz ermöglichen. Die Pampas Patagoniens sind vor der Ankunft der Europäer

unbewohnt gewesen, erst die Einführung des Pferdes machte sie bewohnbar.

Der Einfluß der Tiere auf die Menschen ist oft auch ein schädlicher. Selbst wo genügend pflanzliche Nahrung vorhanden ist, verbieten feindliche Tiere die Ansiedlung. In einem großen Teile Afrikas ist, wie früher bereits erwähnt wurde, die Zucht von Rindern und Pferden ausgeschlossen infolge des Vorhandenseins eines schädlichen Insektes, der Tsetsefliege. Das bietet aber auch der Entwicklung der Menschen in diesen Regionen große Schwierigkeiten. Ferner untergräbt die Heuschreckenplage die Existenz vieler Tausende, da durch ihre Verwüstung Hungersnöte furchtbarster Art hervorgerufen werden.

Von nicht geringer Bedeutung ist schließlich noch das Heer der kleinen und kleinsten Lebewesen, der Parasiten und der vielen Krankheitserreger. Die Malaria verhindert die dauernde Ansiedlung noch in weiten Landstrichen der Erde, und Pest und Cholera hemmen ebenfalls zeitweise jede menschliche Entwicklung in den von ihnen befallenen Gebieten. Durch die Schlafkrankheit sind weite Gebiete Afrikas stark entvölkert.

Die engen Beziehungen der Menschen zur Pflanzen- und Tierwelt geben sich am deutlichsten zu erkennen, wenn wir erwägen, in welchem Umfange diese zu Wohnung, Kleidung, zu Hausgerät und Waffen das Material den Pflanzen und Tieren ihrer Umgebung entnehmen. Den Südseeinsulanern liefert die Kokuspalme fast alles, was sie brauchen. In Ost- und Südasien kommt den Bambusgräsern eine ähnliche Bedeutung zu. Wir können die Völker der Erde geradezu nach dem vorwiegend von ihnen verarbeiteten pflanzlichen oder tierischen Materiale gliedern. Selbst in höher kultivierten Ländern zeigt sich noch solche Abhängigkeit. Wo das Holz in reichlicher Menge vorhanden und darum billig ist, finden wir weit mehr noch Holzbauten und Holzgeräte, wie uns das Schweden und Norwegen lehren.

Bodenwert.

Der Wert des Bodens wird durch die Fruchtbarkeit und durch den Reichtum an Mineralschätzen bestimmt.

Im allgemeinen gewährt nur fruchtbarer Boden den für dichtere Bevölkerung notwendigen Ertrag. Diese ist aber eine wesentliche Bedingung für höhere Kulturentfaltung. Daher finden wir alte Kultursitze häufig in fruchtbaren Flußniederungen, wie in Mesopotamien, im Niltale

und in den Niederlanden. Andererseits zeigen uns zahlreiche Ruinen einst blühender Gemeinwesen in heute verödeten Gebieten, wie selbst eine anderweitig bedingte höhere Entwicklung zum Verfalle neigt, wenn nicht eine dauernde Fruchtbarkeit des Bodens vorhanden ist.

Wo die Bebauung des Bodens mehr Ertrag liefert, als von den Bewohnern unmittelbar aufgebraucht wird, ist der Boden eine neue Quelle des Erwerbes, indem seine Produkte die Grundlage für den Handel bilden. Diesem Erwerbe sind aber gewisse Schranken gesetzt, da der Boden nicht über ein bestimmtes Maß hinaus Ertrag liefern kann. Infolgedessen haben Ackerbaugebiete keineswegs die dichteste Bevölkerung; sie werden darin von den Industriegebieten weit überflügelt. Innerhalb großer Industriestaaten, wie Deutschland, treten die Ackerbaudistrikte sogar als dünn bevölkert besonders hervor. Sie zeichnen sich außerdem durch eine große Beständigkeit der Volksdichte aus, weil der Boden allein eben eine größere Volkszahl nicht mehr zu ernähren vermag.

Ausgedehnte Flächen anbaufähigen Bodens können für die Entwicklung der Menschen dadurch einen besonderen Wert erlangen, daß sie das Brot liefern für die Bewohner solcher Länder, die dichter bewohnt sind, als es der Ertrag des Bodens gestattet. Sie werden dann die Kornkammern für diese. In Europa stellt das südliche Rußland, in Nordamerika das obere Mississippigebiet und das Seengebiet, in Südamerika die Pampas Argentiniens solche Getreideländer dar.

Neben dem Getreide haben noch viele andere Kulturpflanzen eine allgemeinere weltwirtschaftliche Bedeutung, deren Anbau aber ebenfalls z. T. von der Beschaffenheit des Bodens abhängt. Die Art der Kulturpflanze ändert sich nach den klimatischen Verhältnissen. In der gemäßigten Zone gehört dazu die Zuckerrübe, in den Tropen der Kaffee, der Kakao, Tee usw. Die Möglichkeit des Anbaues vieler dieser Gewächse bestimmt den Wert der Kolonien für das Mutterland und bedingt auch deren Entwicklung.

Auch mittelbar übt die Bodenfruchtbarkeit durch die Erträge, die sie ermöglicht, einen großen Einfluß auf die Menschen aus, indem diese das Material für den Handel liefern. Die Produkte des Bodenbaues werden eingetauscht gegen die Produkte der Industrie, was die eigentliche Grundlage des Welthandels ist.

Zu den Erzeugnissen des Bodens, welche in erster Linie den Handel fördern, gehören die Mineralschätze.

Unter diesen nimmt bei Völkern niederer Kultur das Salz eine wichtige Stellung ein, was schon aus der Tatsache hervorgeht, daß zahl-

reiche Ortschaften einer Salzquelle ihre Entstehung verdanken. In salzarmen Gegenden ist dieses Mineral noch immer eines der wichtigsten Handelsartikel.

In den meisten Fällen wird nur das einfache Kochsalz in den Handel gebracht. Gegenwärtig kommen diesem aber an Bedeutung verschiedene andere Salze nahezu gleich. Der Anbau des Bodens erfordert künstliche Düngemittel, als welche namentlich Kalisalze und Salpeter Verwendung finden. Lager dieser Minerale bilden daher jetzt ergiebige Erwerbsquellen und zum Teil Mittelpunkte für die menschliche Ansiedlung. Viele Gegenden des mittleren Deutschlands, besonders die Umgebung von Staßfurt, blühen unter dem Einflusse ihres Reichtums an Kalisalzen auf. In Chile aber hat die salpeterreiche Atakamawüste wesentlich den Zuzug europäischer Kolonisten bedingt.

Erheblich wichtiger als das Salz ist das Eisen, dessen Nutzung allerdings eine gewisse Kulturhöhe voraussetzt. Die Völker müssen bereits die Bearbeitung des Eisens erlernt haben. Ist das der Fall, so liefert ihnen das Eisen zunächst das Material zu den Waffen und den nötigsten Hausgeräten, später auch zu den Bauten und verschiedenen technischen Arbeiten.

Das Eisen ist über die ganze Erde verbreitet und findet sich fast in allen geologischen Formationen. Jedoch kommt es nicht überall in abbauwürdigen Mengen vor. Ergiebige Erzlager bergen nur einzelne Stellen der Erde. Diese sind dann die Ausgangspunkte für einen lebhaften Handel und zugleich die Konzentrationsgebiete für menschliche Ansiedlung geworden. In Deutschland sind das Ruhrgebiet, der Harz, Oberschlesien, das Erzgebirge und der Vogelsberg reich an Eisenerzen. Die wichtigsten Eisenproduktionsstellen der Erde liegen in England, in Schweden und in Nordamerika.

Die Bearbeitung des Eisens erfordert hohe Hitze und somit viel Feuerungsmaterial. Ursprünglich diente dafür das Holz, das jedoch für einen größeren Betrieb nicht ausreichte. Die gewaltige Entwicklung der Technik und der Industrie während des letzten Jahrhunderts war nur möglich durch die Erschließung einer anderen Quelle von Feuerungsmaterial, durch die ergiebigere Gewinnung der Kohlen. Diese haben in dem wirtschaftlichen Leben der Gegenwart zweifellos die größte Bedeutung erlangt. ·Dazu hat wesentlich die Einführung der Dampfkraft in den Dienst des Menschen beigetragen. Mit ihr beginnt auch das Zeitalter der Maschinen, die wieder den Wert des Eisens steigerten.

Kohle und Eisen sind daher heute die wichtigste Grundlage für jeden wirtschaftlichen und damit zugleich kulturellen Fortschritt.

Die Kohle tritt vorwiegend in den Ablagerungen des Karbon und des Tertiärs auf. Die tertiären Kohlenlager sind aber weniger ergiebig, sie liefern außerdem ein Brennmaterial von geringerer Heizkraft. Der größere Wert kommt den paläozoischen Kohlen, den Steinkohlen, zu. Von diesen bergen die Vereinigten Staaten Nordamerikas und China die ausgedehntesten Lager. In Europa haben namentlich England, Rußland und Deutschland einen bedeutenden Vorrat an Steinkohlen.

Der durch die Verwendung der Dampfkraft ermöglichte Maschinenbetrieb hat auch die Industrie erheblich gefördert, wodurch wieder Handel und Verkehr einen neuen Anstoß erhielten. Auf solche Weise erhöhte endlich die Kohle mittelbar auch wieder den Wert der übrigen pflanzlichen und mineralischen Erzeugnisse des Bodens, woraus von neuem die Wichtigkeit der Kohle für die jüngste Kulturentwicklung der Menschheit hervorgeht. Der Einfluß der Kohlen auf die wirtschaftlichen Verhältnisse ist um so größer, je günstiger diese zu dem Verkehre gelegen sind, je billiger sie also zur Benutzung kommen können.

Unter den übrigen Mineralschätzen stehen die Edelmetalle an Bedeutung für den Menschen entschieden voran. Gold und Silber sind bei den Kulturvölkern jetzt allgemein als Tauschmittel, als Geld, eingeführt. Silber wird seit alters in vielen Gegenden der Erde gewonnen. Heute liegen die ergiebigsten Silberbergwerke in Amerika, namentlich in Mexiko und Peru. Das Gold wurde ursprünglich nur als Schwemmgold aus dem Sande verschiedener Flüsse ausgewaschen, später dagegen auch bergmännisch ausgegraben. Der Wert des Goldes wird recht deutlich durch das wiederholte Auftreten des sogenannten Goldfiebers veranschaulicht, das bei Bekanntwerden neu entdeckter Goldfunde zahlreiche Menschen erfaßt. Als die wichtigsten Goldländer der Erde gelten Kalifornien, Australien und Transvaal. Diese Länder sind z. T. erst durch die Goldfunde dem Verkehre und der Besiedlung erschlossen worden. Auch die rasche Erforschung Amerikas nach seiner Entdeckung verdanken wir dem Golde, das von den Spaniern in großer Menge bei den Ureinwohnern gefunden wurde.

Gleich den Edelmetallen haben auch die Edelsteine eine hohe anthropogeographische Bedeutung erlangt. Die Diamantfelder Südafrikas sind wie die Goldfelder Lockmittel für die Menschen gewesen und haben in sonst fast unbewohnten Gegenden in kurzer Zeit selbst größere Städte entstehen lassen. Aus der Geschichte geben uns die Fahrten nach dem

Bernsteine der Ostsee ein sprechendes Beispiel für den Einfluß derartiger wertvoller Minerale auf die menschlichen Verhältnisse.

Der Boden liefert weiter auch das Material zu den Bauten der Menschen. Hier zeigt sich dann deutlich die Abhängigkeit von der Eigenart des Bodens. In Norddeutschland, dessen diluvialer Boden fast gar keine Bausteine liefert, entwickelte sich infolgedessen der Backsteinstil, im fränkischen Jura sind die Häuser sämtlich aus Kalksteinen aufgeführt und sogar die Dächer mit solchen gedeckt; in dem an Schieferbrüchen reichen Teile Thüringens finden wir die eigentümlichen Schieferhäuser; in Italien wird häufig der kostbare Marmor verwendet.

Wegsamkeit.

Der Wandertrieb der Völker und der Verkehr führen zur Entstehung von Straßen. In ihrer Richtung und ihrem Verlaufe hängen sie von den allgemeinen geographischen Zuständen ab. Meist verbinden sie Gegenden miteinander, die irgendwie durch ihre Bodenerzeugnisse verschieden sind und die Bewohner zum Austausche dieser anregen. In ihrem Verlaufe folgen sie den natürlichen Wegen und den günstigsten Verkehrsbedingungen. Sie durchschneiden daher nur selten eine Landschaft geradlinig, sondern gehen auf möglichst bequemen Bahnen von einem Bevölkerungs- oder auch Landschaftsmittelpunkte zum andern. Der Begriff der Bequemlichkeit ändert sich nach der Höhe der Kultur oder nach den Transportmitteln. Gebirge und breite Ströme sind zunächst meist unüberwindliche Hindernisse. Die Gebirge werden darum von den ältesten Straßen umgangen, die Flüsse nur an einzelnen Stellen, sogenannten Furten, überschritten. Diese alten Straßen haben aber ihren Wert bis heute behalten, auch wenn die Technik längst die Verkehrshemmnisse aus dem Wege geräumt hat, weil sie zur Anlage von Siedlungen Veranlassung gegeben haben, die dann später die modernen Straßen an sich zogen.

Wir müssen zwischen natürlichen und künstlichen Straßen scharf unterscheiden. Nur die ersteren geben eigentlich ein Bild von der Wegsamkeit eines Landes. Je reicher ein Land an solchen Wegen ist, und je weniger diese durch Hindernisse unterbrochen werden, um so wegsamer ist es. Allerdings kommt die Wegsamkeit den Bewohnern nur dann wirklich zunutze, wenn auch ausreichende Bedingungen für die Benutzung der Straßen vorhanden sind.

Dieser ursprüngliche Verkehr bewegt sich auf weiten Ebenen meist

in breiten Bahnen, im Hügel- oder Gebirgslande dagegen auf engeren Linien. Die Straßen treten also hier ausgeprägter hervor und dürften dort auch zuerst zu künstlichem Ausbaue angeregt haben.

Die *künstlichen Straßen* folgen ebenfalls vorwiegend den durch die Natur des Landes gebotenen Wegen. Daher bleibt auch bei höherer Kultur eine größere oder geringere Wegsamkeit bestehen. Frankreich wird heute durchzogen von einem dichten Netze von künstlichen Straßen, aber diese bewegen sich sämtlich in von der Bodengestalt vorgezeichneten Linien. In der Balkanhalbinsel werden dagegen immer nur einige Hauptstraßen den Verkehr an sich ziehen, weil die zahlreichen Gebirge der Anlage von Straßen überall Schwierigkeiten bereiten.

Selbst über die Gebirge hinweg sind die künstlichen Wege durch die Natur vorgezeichnet; sie folgen den vorhandenen Pässen. Wo solche fehlen, wie in den Pyrenäen, umgeht der Verkehr selbst in der Gegenwart noch das Gebirge.

Die Entwicklung der Straßen hängt weiter auch von ihrer Bedeutung für den Verkehr ab, also von der *allgemeinen geographischen Lage eines Landes.* Gebiete, die rings von schwer überwindlichen Verkehrshindernissen und von menschenarmen Flächen umgrenzt sind, werden auch bei vorhandener Wegsamkeit niemals ein dichteres Straßennetz erhalten. Das osteuropäische Flachland vermag uns die Richtigkeit dieses Satzes z. T. zu veranschaulichen. Im Gegensatze dazu werden die Länder, die inmitten blühender Handelsvölker liegen, stets von zahlreichen Straßen übersponnen sein, selbst wenn die Bodengestalt ihre Anlage erschwert. In Europa finden wir mehrere Beispiele dafür. Wir bezeichnen solche Länder als Durchgangsländer. Zu ihnen gehören Belgien und die Niederlande, ferner in Deutschland unter anderem die oberdeutsche Hochebene und das hessische Berg- und Hügelland.

Die für die Entwicklung der Menschheit wichtigsten Straßen sind diejenigen, die möglichst verschiedenartige Länder miteinander verbinden und dadurch den Austausch der mannigfaltigsten Erzeugnisse ermöglichen. In erster Linie gilt das für die großen ozeanischen Verkehrswege. An diese knüpft sich dann der wichtigste Landverkehr an. Seit der Eröffnung der Seeschiffahrt sind daher vornehmlich die Hafenplätze die Ausgangspunkte für die Wege auf den Festländern. Diese folgen z. T. den Flußläufen und verzweigen sich mit jenen, oder sie führen auch über das Land unmittelbar zu den Bevölkerungsmittelpunkten.

Die Verkehrswege stehen auch unter sich wieder in Verbindung

Solche Abzweigungen setzen meist an den Stellen an die Hauptstraßen an, die einer anderen Straße am nächsten liegen, oder an denen eine neue Richtung eingeschlagen wird, also an Biegungen, namentlich an Flußknien. Häufig sind derartige Stellen durch größere Ortschaften gekennzeichnet, wofür die meisten Ströme Deutschlands, besonders der Main, Beispiele liefern.

In Ländern, die durch ihre Lage einem regeren Verkehre unterworfen sind, obwohl eine natürliche Wegsamkeit nicht vorhanden ist, überwiegen die künstlichen Straßen oft die natürlichen, die Bewohner selbst aber haben sich zu vortrefflichen Straßenbauern entwickelt, die schließlich jedes Verkehrshemmnis aus dem Wege zu räumen vermögen. Ein solches Land ist Italien, das überaus reich an Kunststraßen ist. Der künstliche Wegbau fördert jedoch auch wieder die allgemeine Entwicklung eines Landes, da er dem Handel überall hin den Weg öffnet.

Umgestaltung der geographischen Verhältnisse durch den Menschen.

Die Abhängigkeit des Menschen von den geographischen Verhältnissen wird im allgemeinen mit dem Fortschritte der Kultur vermindert. Die Erweiterung seiner eigenen Kräfte erhebt ihn mehr und mehr über die Macht der Natur, er lernt schließlich, diese sich dienstbar zu machen und sie nach seinem Willen abzuändern. Neben dem Einflusse der geographischen Verhältnisse auf den Menschen besteht demnach auch umgekehrt ein solcher dieses auf jene. Beide berühren sich vielfach unmittelbar, so daß es oft schwer wird, die Arbeit des Menschen von den Werken der Natur zu scheiden.

Die Umgestaltungen durch den Menschen sind bald absichtliche, bald unabsichtliche. Absichtlich greift der Mensch in die natürlichen Verhältnisse namentlich durch Ausbreitung des Ackerbaues sowie durch Unternehmungen im Dienste der Industrie, des Handels und des Verkehrs ein. Die unfreiwilligen Einwirkungen treten oft als die Folgen der absichtlichen auf. Sie machen sich in hydrographischen, klimatischen und auch geologischen Erscheinungen, sowie ferner in Änderungen der Tier- und Pflanzenwelt und selbst der Menschheit bemerkbar. Die unabsichtlichen Änderungen richten nicht selten die freiwilligen wieder zugrunde.

Der Einfluß des Menschen auf die Natur steigt mit der höheren Kultur. Einfache Hirten- und Jägervölker gehen dahin, ohne eine bleibende Spur zu hinterlassen. Man kann den Grad der Kultur eines Volkes geradezu nach dem Maße seiner Wirkung auf seine Umgebung bewerten.

Auf diesem Gebiet berührt sich die Anthropogeographie auf das engste mit der historischen Geographie, also mit der Wissenschaft von der Natur der Länder in ihrer geschichtlichen Folge.

Literatur:

J. Wimmer, Historische Landschaftskunde. — Innsbruck, 1885.

—, Geschichte des deutschen Bodens mit seinem Pflanzen- und Tierleben, — Halle a. d. S., 1905.

B. Knüll, Historische Geographie Deutschlands im Mittelalter. — Breslau, 1903.

K. Kretzschmer, Historische Geographie von Mitteleuropa. — München u. Berlin, 1904.

W. Götz, Historische Geographie. (Klar, Die Erdkunde. XIX.) — Leipzig u. Wien, 1904.

W. Ule, Einfluß des Menschen auf die Natur der Länder. (Himmel und Erde, 1912).

Umgestaltungen durch den Ackerbau.

Die erste wesentliche Veränderung der Natur durch den Menschen fällt zweifellos mit dem Beginne des Ackerbaues zusammen. Durch die Bestellung des Bodens wurde zunächst schon ein natürlicher Pflanzenbestand vernichtet. Häufig wurde auch die Vegetationsform geändert. Wo zuvor Grasebenen wie in Ungarn oder Südrußland vorlagen, ist die Umwandlung in der Vegetation kaum merklich, wohl aber dort, wo der Wald erst fallen mußte, ehe dem Boden das Korn anvertraut werden konnte.

Durch die Ausbreitung des Ackerbaues sind viele einstige Waldländer vollständig ihres ursprünglichen Aussehens beraubt worden. Deutschland, Italien und auch Griechenland liefern uns Beispiele. Alle dichter bewohnten Gebiete der gemäßigten Zone zeigen uns heute hinsichtlich der Vegetation fast nur Kulturformationen, die natürlichen sind längst verschwunden. In den Tropen, die ja auch dünner bevölkert sind, und deren Bewohner im allgemeinen in ihrer Entwicklung hinter denen der gemäßigten Zone zurückstehen, ist die Umgestaltung der Vegetation durch die Bodenbenutzung weniger bemerkbar.

Mit der Anlage der Felder tritt auch ein Wechsel in der Flora

der Länder ein. Hier handelt es sich meist um unfreiwillige Änderungen der Natur. Dem Ackerbaue des Menschen folgen ohne sein Zutun zahlreiche Unkräuter, die als Acker- und Ruderal-Flora besondere Bestände bilden. Mit der Ausrodung der Bäume wird ferner zugleich die übrige Waldflora vernichtet. Auch die Anlage von Wiesen bedingt solche Wirkungen. Durch das weidende Vieh und durch das beständige Mähen gehen viele Pflanzen zugrunde. An die Stelle der vernichteten Gewächse treten zwar vielfach wieder neue, die aus anderen Standorten herbeigebracht sind. Dadurch sind heute die Floren der Erde mannigfach durcheinander gemischt. An dieser Mischung der Flora ist neben dem Ackerbaue auch der Verkehr wesentlich beteiligt, indem durch ihn die pflanzlichen Samen verschleppt werden.

Ähnliches gilt von der Tierwelt. Mit der Entwaldung werden auch vielen Tieren die geeigneten Lebensbedingungen genommen. Die Tiere weichen geradezu vor der Kultur zurück. Je höher die Kultur, um so ärmer ist die Fauna. Hier kommt noch hinzu, daß der Mensch auch aus Nahrungsbedürfnis und Jagdlust den Tierbestand fortwährend vermindert. Die Liste der dadurch völlig ausgerotteten Arten ist bereits in einzelnen Ländern sehr groß und noch immer im Zunehmen begriffen. Die Fauna Deutschlands zeigt uns heute nur noch einen kleinen Teil von dem einstigen Bestande.

Doch auch die Tierwelt hat der Mensch in einzelnen Ländern absichtlich und unabsichtlich vermehrt. Durch Verwilderung der eingeführten Haustiere und durch Einschleppung von Schmarotzern der Tiere oder von Begleitern des Menschen sind viele Tierbestände bereichert worden. Die Ausbreitung von Ratte, Maus, Sperling usw. sind Belege dafür.

Die Entwaldungen, die z. T. auch zu industriellen und technischen Zwecken ausgeführt werden, haben noch weitere Folgen, die das Äußere eines Landes völlig umändern können. So wirken sie erheblich auf die hydrographischen Verhältnisse ein. Der Waldboden ist gleichsam ein Wasserspeicher; in der Lauberde haftet das Wasser, das unter dem Schutze des Laubdaches auch nicht so sehr der Verdunstung ausgesetzt ist. Mit dem Fällen der Bäume beginnt eine Austrocknung des Bodens, wodurch den Quellen Wasser entzogen wird. Im Walde sammelt sich ferner die Verwitterungs- und Lauberde am Boden an, während von dem baumfreien Boden der Regen jede Krume wegspült. Je mehr daher der Wald schwindet, um so reicher werden die fließenden Gewässer mit Schlamm und Geröll beladen. Infolgedessen versanden sie schließlich, wie das in vielen Strömen Frankreichs der Fall ist. Besonders stark

sind die Verheerungen in entwaldeten Kalkgebirgen. Dort vermuren in kurzer Zeit die Täler. Die französischen Kalkalpen sind teilweise dadurch in den letzten Jahrzehnten stark entvölkert worden.

Große Entwaldungen können auch klimatische Änderungen zur Folge haben. Die Abhängigkeit des Klimas von der Beschaffenheit des Bodens, namentlich von der Art der Vegetation, zwingt notwendig zu diesem Schlusse.

An den Meeresküsten führt Entwaldung zur Bildung wandernder Dünen, wie uns die französischen Landes lehren, die erst nach Vernichtung des einstigen Waldes zu den öden Sandheiden von heute geworden sind.

Die Umgestaltung der Natur durch den Ackerbau erstreckt sich jedoch auch auf viele waldlose Gebiete. Mit Zunahme der Bevölkerung reichte der fruchtbarere Waldboden nicht mehr aus, der Ackerbau mußte auch auf weniger fruchtbare Flächen ausgedehnt werden. Diese müssen aber erst urbar gemacht werden. Es geschieht das vorwiegend durch künstliche Bewässerung und Entwässerung.

Die Bewässerungsanlagen finden wir namentlich in solchen Ländern, in denen die natürliche Bodenbenetzung nicht zum Ackerbaue ausreicht, wo also die Regenzeit durch eine längere Trockenperiode unterbrochen wird, vornehmlich also in subtropischen Gebieten. Die europäischen Mittelmeerländer sind reich an derartigen Werken des Menschen, die z. T. erst ihre dichte Bevölkerung ermöglichten. Das alte Babylon, Ägypten, die Lombardei und viele Flächen Spaniens sind Beispiele dafür. In der Poebene bewegt sich kaum noch ein Fluß in seinem natürlichen Bette, alles Wasser dient dort der Bewässerung des fruchtbaren Bodens, der von einem dichten Netze von Kanälen durchzogen ist. Im Westen der nordamerikanischen Prärien und in dem regenarmen Innern Australiens sind ebenfalls weite Flächen durch künstliche Berieselung nutzbar gemacht worden. Selbst in der Sahara und in dem Großen Becken der Kordilleren Nordamerikas (am Gr. Salzsee) hat man auf solche Weise Bodenkulturen geschaffen.

Während die Bewässerung vornehmlich auf Trockengebiete beschränkt ist, sind Anlagen zur Entwässerung des Bodens in erster Linie in feuchten Ländern der Erde anzutreffen. Flußniederungen und flaches Küstenland werden am häufigsten zur Kultivierung der Beseitigung des überschüssigen Wassers bedürfen.

Beispiele großartiger Entwässerungsanlagen liefern uns wieder die Mittelmeerländer, die trotz der zeitweisen Trockenheit auch ausgedehnte

Sümpfe besitzen. Hier hat die Trockenlegung zugleich noch eine hygienische Bedeutung, indem dadurch die gefährlichen Fieberherde zerstört werden.

In Deutschland fallen die Entwässerungsanlagen hauptsächlich auf die großen Niederungen des nördlichen Flachlandes. Im Warthebruch, Oderbruch und havelländischen Luch sind weite Flächen künstlich urbar gemacht.

Die gewaltigsten Entwässerungswerke haben aber zweifellos die Niederländer vollbracht. Ein großer Teil ihres Landes ist einstiger Meeresboden und liegt noch unter dem Seespiegel. Durch Deiche haben die Bewohner dem Meere immer neuen Boden abgewonnen und den Strand immer weiter ins Meer hinausgeschoben. Auf diese Weise sind dort fast 4000 qkm Land für die Kultur erobert.

Die Entwässerungsarbeiten erstrecken sich bei den Niederländern auch gleichzeitig auf zahlreiche Binnenseen, von denen mehrere im Laufe der Geschichte ganz verschwunden sind, unter anderem das 181 qkm große Harlemer Meer. Auch in Italien und in Griechenland sind solche Werke mehrfach ausgeführt, so ist der Fuciner See im Hochlande der Abbruzzen und der Kopaissee in Böotien trocken gelegt.

In naher Beziehung zu diesen Arbeiten steht die Urbarmachung großer Moorflächen im nordwestlichen Deutschland und in den Niederlanden, wo bereits über 1000 qkm Moor kultiviert sind.

Zum Schutze des Ackerbaues werden weiter auch vielfach die Flüsse eingedeicht und in bestimmte Betten gezwängt. Gerade diese Arbeiten sind oft von unbeabsichtigten, häufig sehr nachteiligen Folgen begleitet, da der künstlich eingeengte Fluß nicht selten seine Fesseln zersprengt und dann die Ackerländer überflutet und verheert. Solche Dammbrüche sind an unseren großen Strömen wiederholt aufgetreten. Auch vom Mississippi sind derartige Katastrophen berichtet. Am entsetzlichsten aber dürften die Verheerungen sein, die der Hoangho in seinem Schwemmlande angerichtet hat.

In den Gebirgen bringen besonders Wildbäche dem Anbaue des Bodens Gefahr. Diese hat man daher ebenfalls zu verhüten gesucht, indem man die Bäche durch großartige Stauwerke und andere Vorrichtungen zu bändigen sich bemühte.

Umgestaltungen durch Industrie, Handel und Verkehr.

Die Einwirkungen der industriellen Unternehmungen des Menschen sind im allgemeinen weniger nachhaltig und augenfällig. Sie kommen vielfach erst als mittelbare Wirkungen zur Geltung.

Ziemlich erheblich sind die Umgestaltungen durch den Bergbau, namentlich wo dieser in der Form des Tagebaues betrieben wird. Große Steinbrüche ändern in gleicher Weise das Aussehen einer Landschaft. Werden hier Senken durch die Arbeit des Menschen geschaffen, so entstehen an vielen Bergwerken auch neue Hügel, die Halden von taubem Gestein oder von den Schlacken des ausgeschweelten oder verhütteten Gesteines.

Als unfreiwillige Folgen des Bergbaues treten Erdfälle und Bergstürze ein. In älteren Bergbaubezirken wie bei Zwickau, im Ruhrlande und in vielen Gegenden Mitteldeutschlands sind durch das Niedergehen des Bodens in die in der Tiefe gegrabenen Hohlräume ganze Flächen allmählich gesenkt worden. Der Bergsturz bei Elm in der östlichen Schweiz sowie der bei Kaub am Rhein wurden durch die unvorsichtige Anlage von Schieferbrüchen verursacht. Auch Veränderungen der hydrographischen Verhältnisse können durch den bergmännischen Betrieb herbeigeführt werden, indem das Wasser, das sonst den Quellen zufloß, nunmehr unterirdisch dem Gesteine entzogen wird, wofür das Gebiet des Mansfelder Bergbaues ein lehrreiches Beispiel liefert.

Mittelbar macht sich der Einfluß des Bergbaues in der Verteilung der Bevölkerung geltend. Die Gewinnung der Bodenschätze und ihre Verarbeitung erfordern Menschenkräfte. Dadurch entstehen Bevölkerungszentra oder werden solche vielmehr künstlich geschaffen, oft in zuvor volksarmer oder menschenleerer Gegend, z. B. in Kalifornien und im Innern Australiens. Die auf diese Weise gebildeten Siedlungen bleiben auch nach dem Verfalle des Bergbaues bestehen. Erst künstlich angelegt, sind sie nachher mehr oder weniger wirklich natürliche Mittelpunkte des Verkehrs und des Handels geworden. In Thüringen z. B. gibt es mehrere Orte, die ursprünglich durch die Erträge des Bergbaues erblühten, dann aber nach dem Erlöschen dieses ansehnliche Industrieorte blieben. Dazu gehören unter anderen Sonneberg, Schmiedefeld und Ilmenau.

Die Entwicklung der Industrie ist an das Vorhandensein geeigneter Betriebskräfte gebunden. Diese liefert vorwiegend die Kohle. Wo solche fehlt, sind die natürlichen Kraftquellen in den Dienst des Menschen gestellt worden. Namentlich wird die Wasserkraft benutzt. Um sie für den Betrieb geeignet zu machen, sind oft erst großartige künstliche Vorrichtungen nötig; die Flüsse müssen gestaut werden, um das nötige Gefälle und die erforderliche Wassermenge zu schaffen, bei Wasserfällen muß ein Teil des Wassers in großen Staubecken angesammelt werden, um dauernd eine genügende Wasserkraft zu ermöglichen. Durch die

elektrische Kraftübertragung auf weitere Entfernungen ist diese Abhängigkeit des Menschen von dem Vorhandensein einer Betriebskraft bei industriellen Unternehmungen erheblich vermindert.

Auf dem Gebiete des Verkehrs hat der Mensch ebenfalls die natürlichen Schranken zu beseitigen gewußt. Ursprünglich bewegte sich der Verkehr nur auf den natürlichen Wegen, über die Ebene und durch die gangbaren Täler; gegenwärtig überschreitet er aber ebenso die höchsten Gebirge wie die weitesten, unwirtlichen Wüsten. Namentlich hat die Dampfmaschine gewaltige Umwandlungen auf dem Gebiete des Verkehrs hervorgebracht, wodurch auch für die Entwicklung und Verbreitung der Menschen ganz neue Bedingungen geschaffen sind.

Von besonderer Tragweite sind die zahlreichen Gebirgsbahnen, welche über die Pässe hinweg oder in Tunnels durch die Berge hindurch die Länder diesseits und jenseits der einstigen Verkehrsscheide verbinden, wie auch die großen Überbrückungen breiter Ströme und selbst Meeresarme, welche die trennende Kraft des Wassers aufheben. Die Wirkung solcher Anlagen veranschaulicht uns deutlich die Gotthardbahn, durch die Italien und Deutschland in wirtschaftlicher Beziehung aufs engste miteinander verknüpft sind. Eine ähnliche Bedeutung dürften in Zukunft die großen russischen Bahnen erlangen, welche mitten durch die asiatischen Steppen hindurchgeführt wurden.

Die Eisenbahnen haben vor allem auch die räumliche Entfernung gekürzt; sie ermöglichen menschliche Ansiedlungen in Gegenden, die früher unbewohnbar waren, weil sie zu sehr von dem Weltverkehre ablagen und ihre etwa vorhandenen Bodenschätze darum nicht verwertet werden konnten. In dieser Wirkung werden die Bahnen wesentlich unterstützt durch den Telegraphen, der ebenfalls die Ausbreitung des Menschen auch über unwirtliche Gebiete hinweg fördert.

Neben den Eisenbahnen sind die Landstraßen überall verbessert und durch früher unzugängliche Gebiete hindurchgeführt worden. Im allgemeinen kann man nach dem Straßenbaue den Grad der Kultur eines Volkes bemessen. Die Machtentfaltung der Römer beruhte nicht zum wenigsten auf der Vorzüglichkeit ihrer Straßen, die ihnen den Verkehr bis zu den äußersten Grenzen ihres Reiches erleichterte.

Die Anlage künstlicher Straßen erlangt besonders dort große Bedeutung, wo durch sie sonst unwegsame Gebiete erschlossen werden. Die natürliche Unwegsamkeit kann dadurch völlig gehoben werden.

Auch die Wasserstraßen sind mit dem Fortschritte der Kultur stetig verbessert worden. Das zu starke Gefälle hat man durch Stau-

werke, Wehre, beseitigt und die Schiffahrt durch Schleusen ermöglicht. Katarakte und Stromschnellen sind durch Vertiefung des Strombettes weggeschafft. So ist der Rhein bei Bingen, die Donau in der Enge des Eisernen Tores schiffbar gemacht. Sand- und Schlammanschwemmungen werden ausgebaggert, um die nötige Fahrtiefe zu erhalten. In vielen Strömen ist der Wasserabfluß vollständig gesetzmäßig geregelt, z. B. im Rheine innerhalb der Niederlande. In den Kulturstaaten sind die Wasserwege heute meist durchweg Kunststraßen. Eine solche ist z. B. gegenwärtig der Rhein von Basel bis Mainz.

Wo die natürlichen Wasserstraßen für den Verkehr nicht ausreichen, hat man künstliche hergerichtet. Derartige Kanalbauten verbinden vor allem vorhandene natürliche Wasserwege miteinander. In Frankreich sind fast alle Stromsysteme heute durch Kanäle miteinander verknüpft, wodurch die Wegsamkeit dieses Landes wesentlich erhöht ist.

Flußkorrektionen und Kanalbauten stehen auch im Dienste der Seeschiffahrt. Die Mündungen großer Ströme werden durch Vertiefung des Strombettes den Seeschiffen zugänglich gemacht. Hamburg und Bremen sind eigentlich erst durch derartige Arbeiten wirkliche Seestädte geworden. Weiter sind Landengen, die vielbefahrene Meere trennen, durch Kanäle durchstochen. Das hat den Weltverkehr mächtig beeinflußt. Durch die Fertigstellung des Suezkanales ist im gesamten Weltverkehre ein völliger Umschwung hervorgerufen worden.

Durch derartige Verkehrsverbesserungen haben die Menschen sich immer weitere Gebiete der Erde zugänglich gemacht und die verschiedenen Völker in immer häufigere Berührung miteinander gebracht. Das wirkt aber im allgemeinen kulturfördernd. Je mehr die Völker gegenwärtig sich den Zugang zum Weltverkehre öffnen, um so mehr vermögen sie von den Erzeugnissen der verschiedenen Zonen der Erde Nutzen zu ziehen.

Durch den künstlich erweiterten Verkehr werden auch viele Gegensätze und Verschiedenheiten in der Natur der Länder ausgeglichen. Es werden nicht nur die Kulturfortschritte von einem Lande nach dem andern übertragen, sondern auch die Floren und Faunen gemischt. Namentlich rauben die eingeführten Nutzpflanzen oft einem Gebiete seinen ursprünglichen Vegetationscharakter. Zahlreiche Pflanzen sind ferner ohne Wissen des Menschen durch den Verkehr ausgebreitet worden.

Auch die Eigenart der Bewohner geht vielfach bei der wechselseitigen Berührung verloren. Durch den Menschen selbst sind die ethnographischen Verhältnisse der Erde mehr verändert worden, als durch irgendeinen der anderen Faktoren, die auf diese einwirken können.

Bei der Berührung von Völkern ungleicher Kulturhöhe zeigen sich immer wiederkehrende Vorgänge. Dringen bei Völkerwanderungen niedrig stehende Horden in das Gebiet höherer Kultur ein, so gehen sie meist in dem dort ansässigen Volke auf. Wo aber umgekehrt ein Kulturvolk mit einem solchen geringerer Bildung zusammentrifft, beobachten wir einen Rückgang der letzteren, der oft mit seinem Untergange endet. Die Ursache für diese Erscheinung liegt nach Ratzel einmal in der Unsicherheit der Lebensgrundlagen bei allen Völkern tiefer Kulturstufe, sodann aber in der Ungleichheit der beiden in den Kampf ums Dasein eintretenden Menschen. Die eindringende Rasse ist der ansässigen geistig überlegen, sie nimmt dieser den Boden, auf dem sie sich bisher frei entwickeln konnte und raubt ihr meist auch die politische Selbständigkeit. Weiter bringen die Einwanderer neue Sitten und Gewohnheiten, wodurch die ursprünglichen sozialen Verhältnisse gelockert werden. Auch der Wohlstand und die Gesundheit der Eingeborenen wird gefährdet durch den Handel, der sie mit schädlichen Genußmitteln bekannt macht. Nordamerika, Australien und die Inseln der Südsee geben uns wohl die deutlichsten Beweise für einen derartigen Rückgang der Naturvölker nach der Berührung mit den Menschen höherer Kultur.

Die menschlichen Zustände auf der Erde.

Durch den Einfluß der geographischen Verhältnisse auf den Menschen und durch dessen auf Umgestaltung der Natur gerichteten Werke haben die menschlichen Zustände auf der Erde ihre gegenwärtige Form erlangt. Diese sind somit als das Ergebnis geographischer Entwicklung zu betrachten. Sie treten in verschiedener Weise in die Erscheinung. Zunächst beobachten wir auf der Erde abweichend geartete Menschen, Menschenrassen. Diese unterscheiden sich auch durch ihre Kulturart, die selbst unter den Menschen gleicher Rasse nicht immer dieselbe ist. Ähnliches gilt von der Religion. Die Völker der Erde sind weiter durch die Form ihrer Wirtschaft gekennzeichnet. Je nach den örtlichen Verhältnissen ihres Landes leben sie in bestimmten Wohnhäusern und scharen sich in Siedlungen zusammen. Ihr gesellschaftlicher Anschluß endlich begründet die Staaten, deren Entwicklung und Ausdehnung den Inhalt der politischen Geographie bilden.

Menschenrassen.

Sichere Spuren von dem Menschen reichen bis in die Diluvialzeit zurück. Er erscheint aber in den ältesten Funden bereits so hoch entwickelt, daß man annehmen muß, daß er tatsächlich erheblich früher, vermutlich schon in der Tertiärzeit, lebte.

Nach Darwins Theorie stammt der Mensch von einer nicht mehr vorhandenen und auch fossil nicht erhalten gebliebenen Tierform ab, von der zugleich die anthropomorphen Affen hergeleitet werden.

Die gegenwärtig auf der Erde lebenden Menschen gehören alle einer Art an. Es bestehen unter ihnen nur geringfügige körperliche und geistige Unterschiede, nach denen wir sie in einzelne Rassen teilen.

Literatur:

G. Buschan, Illustrierte Völkerkunde. — Leipzig, o. J.
K. Weule, Leitfaden der Völkerkunde. — Leipzig u. Wien, 1912.
Friedr. Ratzel, Völkerkunde. — Leipzig, 2. Aufl. 1894—95.
K. Lampert, Die Völker der Erde. — Stuttgart u. Leipzig, o. J.
Heinrich Schurtz, Katechismus der Völkerkunde. — Leipzig, 1893.
Johannes Ranke, Der Mensch. — Leipzig, 3. Aufl. 1911—12.
Stratz, Naturgeschichte des Menschen. — Stuttgart, 1904.
M. Haberlandt, Völkerkunde (Samml. Göschen, 73). — Leipzig, 2. Aufl., 1906.

Rassenmerkmale.

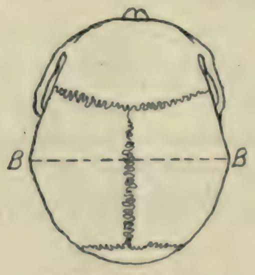
Bei der Gliederung der Menschen nach Rassen stoßen wir auf große Schwierigkeiten, weil die Rassenmerkmale nicht immer ausreichen. Wahrscheinlich haben zwischen den verschiedenen Völkern der Erde stets Mischungen stattgefunden, wodurch die Unterschiede der Rassen mehr und mehr ausgeglichen sind. In der Möglichkeit solcher Mischung, die wir auch gegenwärtig beobachten, liegt ja zugleich ein Beweis für die Einheit der Menschheit.

Unter den körperlichen Merkmalen sind viele nur von geringer Bedeutung. Dazu gehört die Größe und das Verhältnis einzelner Körperteile zueinander. Einzelne Völker zeichnen sich zwar durch ihre Körperhöhe aus, sie sind entweder Zwerge wie die Buschmänner Südafrikas oder noch mehr die Akkas des zentralen Afrika, oder Riesen wie viele Polynesier, die westlichen Nordamerikaner und auch einige Stämme afrikanischer Völker. Aber gerade in Afrika haben wir Zwerge und Riesen in einer Rasse nebeneinander. Es ist anzunehmen, daß die Verschiedenheit in der Körperhöhe oft eine Folge der Lebensweise,

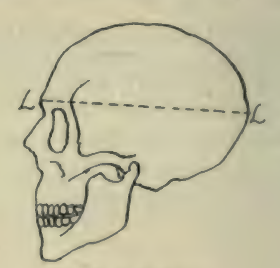
namentlich der Art der Ernährung, ist. Das gleiche gilt wohl auch von der Form der Glieder, (lange Arme, dünne Beine und Arme).

Bedeutungsvoller erscheint die Schädelform. Diese bestimmt man nach dem Verhältnisse der Breite (Fig. 112) zur Länge (Fig. 113) des Schädels. Der Schädelindex gibt uns die Breite in Prozenten der Länge an. Man unterscheidet langköpfige oder dolichozephale mit einem Index von 58—75, mesozephale mit einem solchen von 75—80 und endlich kurzköpfige oder brachyzephale, deren Index größer als 80 ist. Aber auch in der Form des Schädels zeigen die Glieder eines Volkes keineswegs völlige Übereinstimmung.

Als ein anderes Rassenmerkmal gilt der sogenannte Gesichtswinkel, worunter man nach Camper den Winkel zu verstehen hat, den die



B B Schädelbreite
Fig. 112.



L L Schädellänge
Fig. 113.

Linien von dem unteren Nasenende nach dem äußeren Gehörgange und von dem Zahnschlusse nach der Stirne miteinander bilden (Fig. 114). Als prognath bezeichnet man die Kopfform, bei der die Stirn zurücktritt und die Kiefern vorspringen, der Gesichtswinkel also klein ist; sie verleiht einen tierischen Ausdruck. Orthognath ist dagegen der Kopf mit großem Gesichtswinkel, wie wir ihn namentlich bei den Europäern finden.

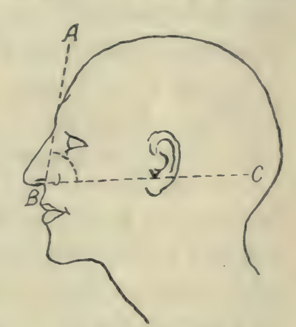
Auch die Stellung der Augenspalte, die Form der Nase, der Lippen und der Ohren hat man als Rassenmerkmale angenommen. Bei den Mongolen beobachten wir schräg gerichtete Schlitzaugen, bei den Negern und Australiern breite flache Nasen, gleichfalls bei den Negern wulstige Lippen.

Eine gleichmäßige Verbreitung unter den Rassen zeigt im allgemeinen die Hautfarbe. Diese beruht auf einem Pigment in der Oberhaut. Je reicher das Pigment vorhanden ist, um so brauner erscheint die Haut. Die wirklich vorhandenen Färbungen schwanken zwischen dem Weiß der Germanen und dem Schwarzbraun der Neger. Hierher gehört ferner

die Farbe des Haares und des Auges, die durch dasselbe Pigment erzeugt wird. Wir beobachten Färbungen des Haares von Blond bis zum Schwarz. Rotes Haar kommt bei allen Völkern der verschiedensten Haut- und Haarfarbe vor.

Neben der Farbe ist auch die Form der Haare zu beachten. Das Haar erscheint schlicht, straff, lockig, kraus oder wollig. Wie die mikroskopische Untersuchung ergeben hat, ist der Querschnitt der Haare verschieden geformt, worauf das äußere Aussehen beruht. Bei den Hottentotten tritt das Haar büschelförmig auf.

Unter den geistigen Eigenschaften der Menschen gilt in erster Linie die Sprache als Rassenmerkmal. Allein die Sprache ist etwas wenig Beständiges, gerade sie geht leicht durch Mischung in völlig andere Formen über und ändert sich auch in dem nämlichen Volksstamme. Weit verbreitete Sprachen sind nicht Beweise für eine ausgedehnte einheitliche Rasse, sondern nur für Machtentfaltung der Rasse, welche die Sprache als eigene redet.



A B C Gesichtswinkel
Fig. 114.

Nach der Gemeinsamkeit der Wortwurzeln und dem grammatischen Baue hat man einige Sprachgruppen aufgestellt, die jedoch nicht zu einer befriedigenden Einteilung der Menschen in Rassen führen. Die wichtigsten Gruppen sind die einsilbigen, isolierenden Sprachen, die aus einzelnen Wurzeln den Satz zusammensetzen, z. B. chinesisch, ferner die agglutinierenden oder anleimenden Sprachen, die die einzelnen Satzglieder durch Wurzelzusätze, Suffixe, bestimmen, und weiter die Flexionssprachen, die wie unser Deutsch den Wörtern durch Endungen und Zusätze ihre Bedeutung verleihen. Außer diesen drei Hauptgruppen bestehen noch eine Reihe weiterer Sprachen, die eine gesonderte Stellung einnehmen oder auch zwischen je zwei der Gruppen einzureihen sind.

Rasseneinteilungen.

Auf körperliche Merkmale und Sprache gründen sich in erster Linie die meisten Rasseneinteilungen der Menschen. Vielfach ist auch eine rein geographische Gliederung versucht worden. Allein eine allgemein befriedigende Einteilung hat auf diesen Grundlagen nicht gefunden werden können und ist vermutlich auch nicht zu schaffen, weil die Völker der

Erde viel zu sehr der Mischung ausgesetzt gewesen sind. Mit dem Probleme der Einteilung der Menschen nach Rassen haben sich zahlreiche Anthropologen und Ethnologen beschäftigt, so Linné, Cuvier, Häckel, Friedrich Müller, Blumenbach, Peschel, Ratzel.

Alle Einteilungen in Rassen zeigen aber große Verschiedenheiten und Unsicherheiten. Vielfach leiden die Klassifikationen an Einseitigkeit, indem nur ein Merkmal als Grundlage für sie verwendet ist. So diente Linné nur die Hautfarbe als Einteilungsprinzip. Allgemeinere Verbreitung haben gegenwärtig nur die Systeme gefunden, die möglichst alle hervorstechenden Eigentümlichkeiten zu berücksichtigen suchen. Dazu gehören besonders die Systeme von Blumenbach und Peschel, die auch die rein geographischen Verhältnisse beachten. Blumenbach teilte die Menschen nach der Hautfarbe, der Schädelbildung und anderen physischen Merkmalen in fünf Rassen: Kaukasier, Mongolen, Äthiopen, Amerikaner und Malaien. Peschel unterscheidet dagegen auf ähnlicher Grundlage sieben Rassen: Australier, Papuas, Mongolen, Drawida, Hottentotten, Neger und mittelländische Völker.

In neuerer Zeit hat Köppen die sämtlichen Völker auf Grund der körperlichen Merkmale drei großen Gruppen zugeordnet, wie das bereits früher Cuvier getan hat. Die erste Gruppe enthält die hellfarbigen mittelländischen Völker. Hierzu gehören die hamitischen Völker — Ägypter, Abessinier, Nubier, Berber —, die semitischen Völker — Juden, Araber, Syrer —, und die arischen oder indogermanischen Völker — Inder, Iranier, Griechen, Romanen, Germanen, Slawen, Letten und Kelten, ferner auch die Kaukasier und die Basken.

Die zweite Gruppe umfaßt die mongoloiden Völker. Zu ihnen zählt man die Mongolen, die Malaien und Polynesier, die Indianer und auch die Eskimo, die ein Mittelglied zu bilden scheinen zwischen den asiatischen und den amerikanischen Völkern. Die Menschen dieser Gruppe haben gelbe, braune und zuweilen kupferbraune Haut und schwarzes, straffes Haar. Den Mongolen sind außerdem schiefgeschlitzte Augen eigentümlich.

Als dritte Gruppe werden die negroiden Völker zusammengestellt. Sie zeichnen sich durch dunkle Haut und schwarzes meist krauses Haar aus. Man rechnet zu ihnen die Neger, die Hottentotten und Buschmänner, die Drawidas, die Australier und die Papuas und Melanesier.

Diese Einteilung hat den Vorzug der Einfachheit und Übersichtlichkeit, sie schließt auch die vielen isolierten Völker in sich ein und trägt vor allem der geographischen Verbreitung der Menschen Rechnung. Wir

haben sie darum auch der folgenden Beschreibung der Rassen zugrunde gelegt. Vor dem Forum der Wissenschaft wird sie freilich nicht bestehen können, weil sie in den einzelnen Gruppen doch anthropologisch sehr verschiedenartige Völker zusammenfaßt. Die Anthropologie gliedert die Menschheit gegenwärtig auf Grund des entwicklungsgeschichtlichen Gedankens in Gruppen verschiedenen Alters. Danach geht die Menschheit auf eine einheitliche Stammform, eine Urrasse zurück. Australier, Papuas und die Zwergvölker Afrikas kommen dieser Urrasse am nächsten. Sie bilden nach Stratz altertümliche oder protomorphe Rassen. Diesen werden die archimorphen oder herrschenden Rassen gegenübergestellt, die sich erst aus älteren protomorphen Formen entwickelt haben. Ihnen gehören die Neger, die Mongolen und die Weißen zu. Als metamorphe oder Mischrassen werden schließlich die Völker bezeichnet, die zwischen den Protomorphen und Archimorphen stehen. Man zählt zu ihnen die Hamiten, die Malaien und die Uralaltaier.

Charakteristik der Menschenrassen.

Mittelländische Völker.

Die mittelländischen Völker, die von Blumenbach als kaukasische Rasse zusammengefaßt wurden, haben wir bereits als hellfarbige oder schlechthin weiße Rasse kennen gelernt. Die Farbe der Haut spielt aber von einem rötlichen Weiß, namentlich der nördlichen Vertreter, bis in ein dunkles Braun im Süden über. Das Haar ist bei ihnen schlicht, wellig und gelockt. Es ist in allen Abstufungen vom Blond bis zum Braun und Schwarz zu finden. Fast überall ist die Behaarung reich, die Männer haben einen üppigen Bartwuchs. Die Schädelform ist vorwiegend meso- und brachyzephal, das Gesicht oval mit schmaler Nase und schmalen Lippen, im allgemeinen ebenmäßigen Zügen. Der Sprache nach unterscheidet man unter ihnen Arier oder Indogermanen, Hamiten und Semiten. Isoliert sind sprachlich die Basken und die Kaukasusvölker. Die Basken gelten vielfach als Reste der alten Iberer, die den Hamiten nahe stehen sollen.

Die Völker dieser drei Sprachstämme unterscheiden sich in ihren körperlichen Merkmalen erheblich voneinander, so daß Schurtz sie als drei verschiedene Völkergruppen behandelt. Die Hamiten sind von mittelhohem oder höherem Wuchse, sie haben dolichozephale Schädel, ihr Gesicht ist prognath, das Haar ist kraus und schwarz, die Farbe der Haut gelbbraun. Die Semiten zeichnen sich dagegen durch helle Hautfarbe,

durch vorherrschende Mesozephalie und durch die orthognathe Gesichtsform aus. Das Gesicht zeigt scharfe, ausdrucksvolle Züge, eine schmale, gebogene Nase und meist schmale Lippen.

Die Arier sind ebenfalls vorwiegend hellfarbig. Die übrigen körperlichen Merkmale sind sehr verschieden, namentlich weichen die östlichen asiatischen Arier von den westlichen Europäern bedeutend ab. Sie werden nur durch die Sprache geeint, die die höchstentwickelte der Erde ist. Die Arier besitzen überhaupt eine sehr hohe geistige Bildung, sie sind gegenwärtig die Träger der höchsten Kultur. Die westlichen Vertreter dieser Rasse haben sich dadurch zu Weltherrschern emporgeschwungen, sie sind über die ganze Erde verbreitet und haben überall hin ihre hohe Kultur gebracht. Die Semiten stehen ihnen an geistiger Bildung nur wenig nach, aber diese haben, abgesehen von den Arabern des Mittelalters, weniger aus eigener Kraft an der Verbreitung der Kultur mitgearbeitet, sondern mehr durch das Aufnehmen der Kulturideen anderer Völker auf die geistige Entwicklung der Menschheit eingewirkt.

Der Zahl nach überwiegen die mittelländischen Völker alle übrigen ganz bedeutend; denn ihnen gehören gegen 800 Millionen Menschen an. also etwa die Hälfte der Menschen überhaupt. Sie bewohnen Europa, das südwestliche Asien und Nordafrika.

Mongoloide Völker.

Unter den mongoloiden Völkern stehen nach Zahl und Kulturhöhe die echten Mongolen voran. Sie bilden etwa ein Drittel der gesamten Menschheit. Ihr Wohnsitz ist Asien, von dem sie nur kleine Gebietsteile anderen Völkern überlassen haben. Durch die Türken und einige andere Völker sind sie auch in Europa vertreten.

Körperlich sind die Mongolen scharf gekennzeichnet. Sie haben einen kräftigen, untersetzten Körper, der Schädel ist meist brachyzephal. das Gesicht zeigt vorstehende Backenknochen, ist breit mit hoher Stirne. die Augen haben eine nach innen und unten schräge Stellung, die Nase ist breit und stumpf. Die Farbe der Haut erscheint gelb bis hellbraun. das Haar ist schwarz, schlicht, zuweilen auch gekräuselt. Ihre geistige Bildung ist vielfach ziemlich hoch. Wir finden unter ihnen die alten Kulturvölker Ostasiens, die Chinesen und Japaner. Die Mongolen zeichnen sich im allgemeinen durch Genügsamkeit, durch Nüchternheit, durch Fleiß und Ausdauer aus. Ihre Sprache ist nicht einheitlich, sondern zeigt große Mannigfaltigkeit. Nach der Sprache, nach der geographischen Ver-

teilung und nach der kulturgeschichtlichen Bedeutung kann man unter den Mongolen mehrere Völkergruppen unterscheiden. Schurtz teilt sie in drei Hauptgruppen: Kulturvölker Ostasiens (Chinesen, Japaner), Hinterindier oder Indochinesen und Uralaltaier.

An die Mongolen schließen sich im Südosten die malaiischen Völker an, zu denen auch die Polynesier zu rechnen sind. Die eigentlichen Malaien bewohnen die Sunda-Inseln, die Philippinen, die Halbinsel Malakka und einen Teil von Formosa. Sie sind schlank und zierlich gebaut, von mittlerer Größe. Der Kopf der Malaien ist durchweg brachyzephal. Im Gesicht erinnern die häufig schräg gestellten Augen an die echten Mongolen. Das Haar ist schwarz und straff, die Hautfarbe gelb bis hellbraun.

Die ihnen nahestehenden Polynesier und Mikronesier haben meist eine hellbraune Hautfarbe, ihr Schädel ist brachyzephal und mesozephal, die Gesichtszüge im allgemeinen nicht schön. Die Stirn ist überwiegend niedrig, die Augen klein, die Nase kurz und platt.

In diese Völkergruppe gehören auch die Madagassen, die Hovas. Sie haben ebenfalls schwarzes, straffes oder gelocktes Haar und eine gelbe Hautfarbe. Das Gesicht zeigt wie bei den Malaien etwas Prognathismus.

Die geistige Bildung aller malaiischen Völker ist nicht gering zu schätzen, sie reicht jedoch nicht an die der mongolischen Kulturvölker heran. Infolge der nahen Berührung mit dem Meere sind sie vorzügliche Seefahrer, die ohne Kompaß sicher das offene Meer befahren.

Eine eigene selbständige Gruppe unter den mongoloiden Völkern nehmen die Indianer ein. Sie sind seit alters in Amerika ansässig und somit nicht erst, wie man gern angenommen hat, in verhältnismäßig später Zeit von Asien aus über die Beringstraße nach der Neuen Welt vorgedrungen. In ihren körperlichen Merkmalen erinnern sie etwas an die Mongolen. Sie haben wie diese oft eine gelbliche Hautfarbe, dunkles straffes Haar und sehr wenig Bartwuchs. In vielen anderen Punkten weichen sie aber auch von den asiatischen Völkern ab. Die Haut zeigt mehr ein rötliches Braun, worauf die Bezeichnung „Rothaut“ zurückzuführen sein soll. Der Körper ist kräftig gebaut und muskulös. Der Schädel ist sehr verschieden geformt, bei einzelnen Stämmen auch künstlich deformiert. Das Gesicht mit den starken Backenknochen, der Adlernase und der niedrigen Stirn hat oft ein wildes, trotziges Aussehen.

Geistig ragen die Indianer heute nicht sehr hervor; aber vor der Ankunft der Europäer sind sie doch in Mittel- und Südamerika zu höherer Kultur aufgestiegen. In der Berührung mit den Europäern sind sie sehr

zurückgegangen, hauptsächlich wohl weil sie dadurch von ihren Wohnsitzen verdrängt oder auf diesen wenigstens eingeengt wurden. Ihr Verfall ist sicher auch durch die ihnen eigene Trägheit und Gleichgültigkeit bedingt. Auch in der Zahl treten sie heute hinter den übrigen Bewohnern Amerikas zurück. Es dürften kaum noch 20 Millionen echte Indianer leben. Indianisches Blut haben jedoch weit mehr Bewohner der Neuen Welt; es ist in den Mischlingen mit Weißen, den Mestizen, Cholos oder Ladinos, und auch mit Negern erhalten.

Zwischen den Amerikanern und den mongolischen Völkern Asiens bilden die Eskimo ein Bindeglied. Sie werden von Ratzel mit den polaren Völkern der Alten Welt als arktische oder hyperboreische Völker zusammengefaßt. In ihren körperlichen Merkmalen haben sie vieles mit den Mongolen gemeinsam, so etwas schief gestellte Augen, platte Nase und stark hervortretende Backenknochen. Das Haar ist wieder schwarz und straff, der Bartwuchs fehlt. Die Farbe der Haut ist hellbraun, der Schädel dolichozephal, der Körper mittelgroß. Die Sprache der Eskimo ist wie die der Indianer eine einverleibende, d. h. es werden möglichst alle Satzglieder zu einem einzigen Worte vereinigt.

Unter den hyperboreischen Völkern nehmen auch die Jukagiren, die Tschuktschen und namentlich die seltsamen Ainos eine isolierte Stellung ein.

Negroide Völker.

Die negroiden Völker setzen sich aus mehreren räumlich getrennten Gruppen zusammen. Zu ihnen sind die Neger, die Südafrikaner, einige Völker Asiens, die Australier und Papuas zu zählen.

Die Neger sind die Bewohner des tropischen Afrika. In ihrer Verbreitung werden sie nördlich und südlich von einer Steppen- und Wüstenzone begrenzt. Als Sklaven sind sie auch nach Amerika übergeführt und bilden dort heute einen großen Teil der Bevölkerung. Aus ihrer Mischung mit Weißen gingen die Mulatten hervor, deren Zahl ebenfalls beträchtlich ist.

Die kennzeichnenden körperlichen Merkmale der Neger sind neben der dunklen, fast schwarzen Hautfarbe das schwarze wollige Haar, der Prognathismus des Gesichtes, die fleischigen wulstigen Lippen, die zurückliegende Stirn und das wenig entwickelte Nasenbein. Der Kopf ist meist dolichozephal, der Körper im allgemeinen von mittlerer Größe, allerdings mit großen Abweichungen.

Zu höherer Kultur haben es die Neger nicht gebracht. Sie sind nicht besonders beanlagt, kommen an geistiger Kraft vor allem den Europäern nicht gleich. In sprachlicher Hinsicht können wir sie in zwei Gruppen teilen, die auch sonst vielfache Abweichungen zeigen, in die Sudanneger im Norden und die Bantuneger im Süden.

Eine gesonderte Stellung nehmen die Südafrikaner, die Hottentotten und Buschmänner, ein. Man ist geneigt, sie als einen Rest der ältesten Bevölkerung dieses Erdteiles anzusehen, zu denen man auch die Zwergvölker des zentralen Afrika rechnen möchte. Wie diese zeichnen sich die Südafrikaner durch kleinen Wuchs aus; die Buschmänner haben nur eine mittlere Körperhöhe von 130—140 cm. Beide Völker haben eine fahlgelbe Haut, die welk erscheint und zu Faltenbildung neigt. Das Haar ist kraus, verfilzt und büschelförmig. Der Schädel ist dolichozephal. Die Muskulatur ist schwach entwickelt, die Extremitäten sind dünn und klein. Bei den Frauen tritt häufig Steatopygie, d. i. Fettansatz am Gesäß, auf. Die Sprache ist durchaus fremdartig, sowohl durch die Art der Wortbildung wie durch die eigentümlichen Schnalzlaute, die sie verwendet. Geistig sind beide Völker nicht sehr entwickelt, doch besitzen die Buschmänner eine außerordentliche Sinnesschärfe und außerdem künstlerische Begabung, die sie in Malereien und Skulpturen an den Felsen betätigen.

Den negroiden Völkern werden weiter einige Völker des südlichen Asien zugeordnet, so namentlich die Drawida. Sie haben mit den echten Negern die dunkle Hautfarbe gemein, unterscheiden sich aber sonst wesentlich von ihnen. Vermutlich haben sie infolge der engen Berührung mit anderen Völkern durch Mischung ihre ursprüngliche Eigenart zum Teil verloren. Ihr Haar ist weich und lockig. Man findet bei ihnen die Reste einer alten Kultur.

Zu den negroiden Völkern gehören endlich auch die Bewohner Australiens und Tasmaniens und vieler Südseeinseln. Die Australier leben gleich den Südafrikanern in sehr ärmlichen Verhältnissen. Ihr Körper trägt deutlich die Spuren ihrer Lebensweise; es sind meist magere Gestalten mit auffallend dünnen Extremitäten. Der Kopf ist dolichozephal, das Gesicht prognath, die Nase ist breit und die Nasenwurzel stark eingedrückt, der Mund breit mit dicken Lippen. Die Haut ist im allgemeinen dunkelbraun bis schwarz gefärbt, den Kopf bedeckt dichtes, schwarzes, bald gekräuseltes, bald straffes Haar, das Gesicht zeigt reichlichen Bartwuchs. Die geistige Beanlagung der Australier ist nach den Lebensverhältnissen zu beurteilen. Sie legen bei allen Verrichtungen, die zur

Erhaltung ihres Lebens erforderlich sind, namentlich bei der Jagd, großen Scharfsinn an den Tag. Zu höherer Kultur vermochte sich das Volk nicht aufzuschwingen; dazu ist es an Zahl zu klein und lebt es in zu großer Armut.

Kräftiger entwickelt sind die Papuas, deren Hauptwohnsitz Neuguinea ist, und die Melanesier, die auf dem Bismarck-Archipel, auf den Salomonsinseln, auf den Charlotteninseln, auf den Neuen Hebriden, auf Neukaledonien, den Loyalty- und Fidschiinseln wohnen. Die Papuas haben in ihrem Äußeren weit Negerhafteres als die Australier. Die Haut ist bei ihnen dunkel- bis schwarzbraun, das schwarze Haar gekräuselt. Wie die Australier haben sie starken Bartwuchs, einen dolichozephalen Schädel und im Gesicht etwas Prognathismus. Die geistige Begabung wird im allgemeinen nicht gering geschätzt, namentlich zeigen sich die Papuas in allen mechanischen Arbeiten geschickt.

Die Kultur.

Sämtliche Völker der Erde haben sich durch Vererbung von Geschlecht zu Geschlecht einen gewissen Kulturbesitz erworben. Dieser besteht einmal in einer Menge greifbarer Gegenstände, die für die täglichen Arbeiten zur Erhaltung des Lebens nötig sind, und ferner in geistigen Fähigkeiten und Kenntnissen, die in der Sprache, der Schrift, der Kunst und der Religion hervortreten. Zu den greifbaren Gegenständen gehören alle Hausgeräte, Waffen, Kleidung, Wohnung usw. Ferner haben wir als ein äußeres Merkmal der Kultur die technischen Fertigkeiten, wie Töpferei, Tischlerei, Weberei und dergleichen, sowie auch die Art der Bodenbestellung, zu betrachten.

Man hat die Völker nach ihrer Kulturform, die meist auch einer bestimmten Kulturhöhe entspricht, eingeteilt. Schurtz beginnt die Reihe mit den unsteten Völkern, zu denen er die Australier und die südafrikanischen Buschmänner rechnet. Sie leben noch in sklavischer Abhängigkeit von der Natur und sammeln gleichsam ihre Nahrung auf, wo sie sich findet. Man hat sie darum auch als Sammelvölker bezeichnet. Infolge der Dürftigkeit ihres Wohnraumes sind sie zu einem unsteten Wanderleben gezwungen. Ihre Hausgeräte sind auf das notwendigste beschränkt und ihr Obdach suchen sie sich in Höhlen oder Buschwerken. Feste Hütten besitzen sie noch nicht.

Den unsteten Völkern reihen sich die Jägervölker an. Sie sind bereits im Besitz höherer Kulturmerkmale, da die Erlegung des Wildes

die geistigen Kräfte entwickelt und auch bessere Gerätschaften erfordert. Ihnen zur Seite stehen die Fischervölker, die wir heute nur noch an entlegenen Küsten treffen.

Ein unstetes Leben finden wir auch bei den Steppenbewohnern, die aber meist schon zur Viehzucht übergegangen sind. Sie wandern von einem Weideplatze zum andern. Man bezeichnet diese wandernden Hirtenvölker als Nomaden. Bei ihnen ist der Kulturbesitz noch gering. Es hat für sie nur Wert, was auf der Wanderung leicht mitgeführt werden kann. Sie haben bewegliche Hütten und immerhin einiges Hausgerät.

Allein zu einer größeren Aufspeicherung des Kulturbesitzes fehlt noch die Seßhaftigkeit. Diese bringt erst der Ackerbau. Ein fester Wohnsitz ist die erste Bedingung für die Ansammlung größerer kultureller Schätze sowie auch für die geistige Entwicklung des Menschen. Da die Bestellung des Bodens nicht das ganze Leben ausfüllt, bleibt Zeit zum Denken. Zugleich regt die Fürsorge für die Zukunft, die der Ackerbau in sich schließt, den Sinn für wirtschaftliche Ordnung an. Weiter führt der Anbau der Früchte auch zur Arbeitsteilung und zu gemeinsamer Arbeitsleistung. Die Abhängigkeit der Ernte von den Naturereignissen weckt die Beobachtung dieser. Endlich schafft die dauernde Seßhaftigkeit unter den Bewohnern Erinnerung an die Vergangenheit, also Geschichte, aus der den kommenden Geschlechtern immer reicherer geistiger Besitz ersteht.

Unter den Ackerbauern begegnen wir meist auch der Industrie. Der dauernde Wohnsitz drängt zu Verbesserungen des Wohnhauses und der Geräte, mit deren Herstellung sich bald ein Teil der Bevölkerung allein beschäftigt. Es beginnt das Gewerbe, die Industrie. Wo das Land durch Reichtum an Mineralschätzen oder durch andere günstige Bedingungen der Entwicklung solcher industrieller Tätigkeit besonders förderlich ist, entstehen Industrievölker, denen der Ertrag ihres Gewerbes vorwiegend den Unterhalt gibt. In allen Ländern der Erde finden wir solche industrielle Völker, aber die größte Entwicklung hat die Industrie doch in den europäischen Kulturstaaten erfahren. Dort vereinigt sich ihr Aufschwung mit dem des Handels und Verkehrs, so daß die ersten Industrievölker meist auch die ersten Handelsvölker sind. Handel und Industrie schaffen Wohlstand und Reichtum, die Grundbedingungen auch für die höchste geistige Entfaltung des Menschen.

Nach anderen Gesichtspunkten hat dagegen Vierkandt die Völker eingeteilt. Er berücksichtigt auch die geistige Höhe eines Volkes, die

neben den wirtschaftlichen Zuständen das Kulturniveau wesentlich bestimmt. Er stellt zunächst zwei große Gruppen auf: Natur- und Kulturvölker. Die ersteren sind zwar bereits im Besitze einiger Kultur, aber sie sind noch ganz an die Natur gebunden, und ihr geistiges Leben wird noch von abergläubischen Vorstellungen beherrscht, sie sind noch nicht zu geistiger Freiheit gekommen. Die höher stehende Völkergruppe umfaßt die Vollkulturen, die wir nur unter den Westeuropäern und den von ihnen geschaffenen Kolonialvölkern finden. Hier ist die geistige Kraft ganz in den Dienst der Allgemeinheit gestellt, Tatkraft und Unternehmungslust sind höheren sittlichen Bestrebungen untergeordnet.

Zwischen die eigentlichen Naturvölker und die Vollkulturvölker schaltet Vierkandt die Halbkulturvölker ein. Diese gehören noch der tiefer stehenden Gruppe an, haben aber auf wirtschaftlichem Gebiete bereits eine höhere Stufe erreicht, so daß sie gleichsam als eine Übergangsform betrachtet werden können. Nach der Wirtschaftsform sind nomadische und seßhafte Halbkulturvölker zu scheiden.

Wie Schurtz stellt Vierkandt als unterste Stufe die unsteten Völker auf, deren äußerer Kulturbesitz noch auf ein Minimum beschränkt ist. Es reihen sich bei ihm dann die eigentlichen Naturvölker an, zu denen er die Indianer, die Polarvölker, die Nordasiaten, die Kaukasusvölker, die Neger südlich vom Sudan und die Bewohner der Südseeinseln sowie der meisten asiatischen Inseln rechnet. An dritter Stelle kommen die nomadischen Halbkulturvölker, deren Hauptwohnsitz der große Steppen- und Wüstengürtel der Alten Welt ist. Neben diesen nomadischen stehen die seßhaften Halbkulturvölker, die wir in der Alten Welt am Rande der großen Trockenzone, in der Neuen Welt auf den Hochebenengebieten Nord- und Südamerikas finden. Die Vollkulturvölker endlich bewohnen das westliche Europa und als Kolonialvölker die Vereinigten Staaten Nordamerikas, einige Teile Südafrikas und Australiens sowie auch Südamerikas (Argentinien, Chile). Als Mischkulturen bezeichnet Vierkandt endlich jene Kulturen, die aus der Vereinigung westeuropäischer Vollkulturen mit einer tiefer stehenden Kultur hervorgegangen sind. Solche Mischungen haben wir in Mittel- und Südamerika zwischen den romanischen Einwanderern und den Eingeborenen und in Osteuropa, wo der Vorgang sich ohne gleichzeitige Blutmischung, wie es in Amerika der Fall war, vollzogen hat.

In dieser Einteilung kommen auch die allgemeinen geographischen Verhältnisse zum Ausdrucke. Die Naturvölker wohnen vorwiegend in der heißen Zone der Erde, die Halbkulturvölker in der subtropischen, die

Vollkulturvölker in der gemäßigten. Aber die Vollkulturen sind nicht immer an ihren heutigen Wohnsitzen auch entstanden, sie sind vielmehr meist erst von anderen Stellen aus eingeführt. Solche Ausgangspunkte höherer Kultur finden wir namentlich in der subtropischen Zone, und zwar vorwiegend in fruchtbaren Flußniederungen. So liegt am mittleren Hoangho die Wiege der chinesischen Kultur, die sich später über ganz Ostasien verbreitet hat. Eine zweite Kulturstätte befindet sich im Hindostan und Pandschab, von wo aus sich der indische Kulturkreis ausdehnte. Die Niederungen zwischen Euphrat und Tigris gelten als Wohnsitz der ältesten westasiatischen Kultur. Daneben bildet Ägypten ebenfalls einen uralten Kulturmittelpunkt. In dem westasiatischen Kulturkreise wurzelt auch die heutige Kultur der West- und Südeuropäer.

Auch in der Neuen Welt bestanden zwei wichtige Kulturherde. Sie lagen auf den Hochebenen der Kordilleren Nord- und Südamerikas, in Mexiko und Peru.

Literatur:

A. Vierkandt, Naturvölker und Kulturvölker. — Leipzig, 1896.

H. Schurtz, Urgeschichte der Kultur. — Leipzig u. Wien, 1900.

Religionen.

Die Religion entspringt einem gewissen Abhängigkeitsgefühle des Menschen von der Natur, in der unsichtbare Mächte zu walten scheinen. Sie äußert sich in mythologischen Vorstellungen über die Ursache und das Wesen aller Dinge und Erscheinungen um uns und in gewissen Gebräuchen, durch welche die in der Vorstellung lebenden übernatürlichen Wesen beeinflußt werden sollen, also in dem Kultus.

In der mythologischen Vorstellung erscheinen zunächst alle unbelebten Dinge als beseelt und menschenähnlich. Später entwickelt sich aus dieser naiven Anschauung der Glaube an besondere göttliche Wesen, die alle Vorgänge in der Natur und im menschlichen Leben lenken und leiten. Dabei macht sich ein Einfluß der geographischen Verhältnisse geltend. Die Ackerbauer werden durch ihre Beschäftigung auf die Wirkung der Sonne und des Regens hingelenkt. In ihrer Mythologie spielt also die Sonne und namentlich das Gewitter eine große Rolle. Die Nomaden dagegen sehen die Gottheiten nur in den Erscheinungen des Himmels und der Luft, bei ihrem unsteten Leben kommt es nicht zur beschaulichen Betrachtung des Wandels von Tag

und Nacht und der Jahreszeiten. Ihr Gott muß allgegenwärtig sein und sie auf ihren Wanderungen stetig begleiten. Solche Vorstellungen führen schließlich zu dem Begriffe einer einzigen Gottheit, zum Monotheismus.

Bei den meisten Naturvölkern wurzelt die Religion noch unmittelbar in der Furcht vor der Übermacht der Natur. Man faßt diese Religionen auch als die heidnischen zusammen und stellt ihnen die geistig höher stehenden, vielfach durch hervorragende Männer gestifteten Religionen der Halbkultur- und Vollkulturvölker gegenüber.

Die heidnischen Religionen beruhen meist nur auf der Vorstellung, daß alle Vorgänge in der Natur auf seelische Kräfte zurückzuführen seien, also auf dem Animismus. Der Kultus solcher Religionen erstreckt sich auf alle möglichen Dinge, auf Bäume, Steine, Wasser, Feuer, Tiere usw. Auf Animismus gründet sich auch der Fetischismus, bei dem alle Gegenstände, die man von Geistern oder Göttern bewohnt wähnt, verehrt werden, um sie durch diesen Kultus sich günstig zu stimmen.

Das Unbegreifliche vieler Vorgänge in der Natur führt aber nicht nur zum Animismus und Fetischismus, sondern gleichzeitig auch zur Zauberei, also zu dem Glauben, daß man mit gewissen Mitteln oder Formeln die bösen Geister bannen und ihre schädlichen Einflüsse aufheben, Krankheit und Tod und ebenso große Trockenheit verhüten könne. Solchen Zauber vermögen nur einzelne Männer eines Volkes auszuüben. Daher haben wir bei allen Völkern niedriger Religion besondere Zauberer, namentlich Regenzauberer und Medizinmänner. Meist vermitteln diese auch den Verkehr mit den Geistern, sie sind zugleich die Priester. Aber selbst die Priester sind zuweilen nicht ohne weiteres zu religiösen Handlungen geeignet, sie müssen sich dazu erst fähig machen, indem sie sich künstlich in Erregung versetzen. Diese Art des Priestertums ist namentlich bei den nordsibirischen Völkern zu finden; man bezeichnet dort die Priester als Schamanen.

Bei den nomadischen und seßhaften Halbkulturvölkern erhebt sich die Religion zur Verehrung einzelner Gottheiten, die man in den Erscheinungen sucht, von denen Viehzucht und Ackerbau in erster Linie abhängen. Man verehrt die Sonne und Sterne, den Himmel, Donner und Blitz und die Erde. Es entwickelt sich daraus der Mythus von zahlreichen Gottheiten, wie ihn die Griechen, Römer und alten Germanen besaßen. Anbetung des Himmels und der Gestirne sowie der fruchtspendenden Erde treffen wir auch bei den ältesten Kulturvölkern, den Ägyptern und Babyloniern, sowie bei den Mexikanern und Peruanern.

Aus einer solchen Naturreligion sind die eigenartigen asiatischen Religionen hervorgegangen. In Iran führte der schroffe Gegensatz zwischen Wüste und Kulturland zur Lehre vom Kampfe der Mächte des Lichtes und der Finsternis, zwischen Ormuzd und Ahriman. Bekenner dieser Religion, die Parsi, leben noch zerstreut in Iran und Indien. Hier schufen die Hindu nach Unterwerfung der eingeborenen Drawida eine neue pantheistische Religion, in deren Mittelpunkte eine aus Brahma, d. i. Gebet, entwickelte Gottheit stand. Der Brahmanismus blieb aber eine Religion der Priester, der Brahmanen, die eine besondere Kaste bildeten. Dem Volke wurden die religiösen Vorstellungen nicht mitgeteilt. Dagegen trat im 6. Jahrhundert v. Chr. Buddha auf und verkündete eine neue Lehre der Menschenliebe und Erlösung vom Elende des Daseins, die in erster Linie auch dem Volke gewidmet war. Dieser Buddhismus ist eine auch ethisch sehr hochstehende Religion, die schnell in Indien Boden gewann und von dort bald über Ostasien ausgebreitet wurde. Freilich ist sie dort meist zu reinem Götzendienste entartet. In Tibet wird das Oberhaupt der buddhistischen Kirche, der Dalai Lama, gleichsam als eine Gottheit in Menschengestalt verehrt. In Indien selbst ist der Buddhismus fast ganz durch den Hinduismus verdrängt, der aus einer Mischung der drawidischen Religionen mit dem Brahmanismus hervorgegangen ist.

In China ist neben dem Buddhismus die Lehre des Konfuzius die eigentliche Staatsreligion. Sie hat zur Grundlage noch die Naturreligion der alten Chinesen, die wesentlich in einer Verehrung des Himmels und vor allem in einem ausgeprägten Ahnenkultus bestand. Konfuzius oder Kongtse verbesserte diese alte Religion nur in ethischer Richtung, er gab nur eine Sittenlehre. Auf einer alten Naturreligion beruht endlich auch die Staatsreligion der Japaner, der Sintoismus oder die Kamilehre.

Alle diese polytheistischen Religionen sind zwar räumlich weit verbreitet, umfassen aber noch nicht die Hälfte der gesamten Menschheit.

An die Stelle des Polytheismus tritt im Bereiche der europäischen Kulturvölker und des westasiatisch-afrikanischen Steppen- und Wüstengürtels der Monotheismus, zu dem sich über 800 Millionen Menschen bekennen. Er ist entstanden auf dem Boden nomadischer Völker, seine Wiege liegt in dem einförmigen, aber in seiner Natur gewaltig ergreifenden Wüstenlande Arabien. Die monotheistische Religion kam zunächst unter den Juden zu höherer Entwicklung. Auf dem Boden des Judentums entstand dann das Christentum, das heute über die ganze Erde verbreitet ist und mehr als 550 Millionen Bekenner zählt. Es zerfällt gegen-

wärtig in mehrere Kirchen, in die orientalisch-orthodoxe, in die römisch-katholische und in die evangelische Kirche.

Ebenfalls auf semitischem Boden stiftete Mohammed im Anfang des 7. Jahrhunderts n. Chr. eine neue monotheistische Religion, den Islam, der eine Mischung jüdischer, christlicher und heidnischer Anschauungen in sich vereinigt. Die heilige Schrift der Mohammedaner ist der Koran. Neben diesem erkennen viele Bekenner des Islam noch die Sunna, die Tradition, an. Die letzteren bezeichnet man als Sunniten, denen die Schiiten, die die Sunna verwerfen, gegenüberstehen. Der Islam ist in Westasien und Nordafrika weit verbreitet, er tritt der christlichen Mission in Afrika und in vielen Gebieten Asiens erfolgreich entgegen, hat jedoch in Südeuropa überall dem Christentume weichen müssen. Zu ihm bekennen sich zurzeit etwa 250 Millionen Menschen.

Wirtschaft.

Unter Wirtschaft begreift man die Tätigkeit des Menschen, die der Befriedigung aller seiner Bedürfnisse dient. Sie umfaßt die Produktion und alle damit in Zusammenhang stehenden Maßnahmen, also auch Verkehr und Handel.

Form und Umfang der Wirtschaft ändert sich mit der Kulturhöhe, sie zeigt in ihrer Entwicklung Stufen, die sich vielfach mit den Kulturstufen decken. Friedrich unterscheidet nach der Höhe, die der Mensch in der Wirtschaft erreicht hat, vier Stufen: 1. die tierische Wirtschaft oder Sammelwirtschaft, bei der der Mensch in der Befriedigung seiner Lebensbedürfnisse noch ganz von der Natur abhängig ist, 2. die instinktive Wirtschaft; unter Leitung des Instinktes beginnt der Mensch sich mit außerkörperlichen Werkzeugen von der Natur frei zu machen, 3. die Wirtschaft der Tradition, des Erfahrungsschatzes, der im Laufe der Zeit durch mündliche oder schriftliche Überlieferung angesammelt wurde und sich sowohl auf die Werkzeuge wie auf die wirtschaftliche Tätigkeit bezieht, 4. die Wirtschaft der Wissenschaft, die dadurch charakterisiert ist, daß die wissenschaftliche Arbeit und Erkenntnis den Menschen bei der Befriedigung seiner Lebensbedürfnisse mehr und mehr von dem Naturzwang befreit und seine Leistungen auf dem Gebiete des Wirtschaftslebens bis zum Höchstmaß steigert.

In allen diesen Stufen ist auch die Form der Wirtschaft verschieden und innerhalb jeder Stufe erscheint sie ebenfalls in sehr verschiedenen Formen. Man spricht je nach der Art der wirtschaftlichen Betätigung

von Produktions-, Konsumptions-, Handels- und Verkehrsformen. Die Produktion erstreckt sich auf Tiere, auf Pflanzen oder auf Gegenstände aus dem Mineralreich. Hiernach sind somit Pflanzen- und Tiersammeln, Jagd, Fischerei, Pflanzenbau und Tierzucht, ferner Bergbau Formen der Produktion. Zu ihnen gesellt sich die Industrie, die alle gewonnenen Rohstoffe verarbeitet.

Eine andere Einteilung nach der Wirtschaftsform hat Ed. Hahn gegeben. Als besondere Wirtschaftsform stellt er zunächst das Jäger- und Fischerleben hin. Dann kommt der Hackbau, die ursprüngliche Form der Bodenbestellung, bei der nur mit Menschenkraft und mit einfachen Werkzeugen gearbeitet wird. Ihr steht als dritte Form der Plantagenbau sehr nahe, der zwar ebenfalls ein Hackbau ist, aber doch wirtschaftlich eine höhere Bedeutung hat. Mit der Einführung von Pflug und Zugtier beginnt die Form unseres europäisch-westasiatischen Ackerbaues, in dem der Anbau von Getreiden vorherrscht. Als die höchste Stufe der Bodenbearbeitung bezeichnet Hahn den Gartenbau, wie er in China und Japan, vielfach aber auch in unseren Mittelmeerländern üblich ist. Die letzte Wirtschaftsform ist die der Viehzucht, die sowohl bei nomandisierenden Völkern wie bei sesshaften zu finden ist. Durch Berücksichtigung von Gewerbe, Verkehr und Handel würde diese Klassifikation noch zu ergänzen sein.

Allgemeinere Bedeutung in dem Leben der Völker haben nur die Wirtschaftsformen höherer Kultur. Sammeln von Pflanzen und Tieren, Jagd und Fischerei spielen eine untergeordnete Rolle. Die Wirtschaft des Menschen kommt vor allem in dem Ackerbau, in der Viehzucht, in Industrie und Bergbau sowie in Verkehr und Handel zum Ausdruck, sie sind es, die im wesentlichen den wirtschaftlichen Charakter eines Landes bestimmen und in ihrer Entfaltung sich von den geographischen Faktoren abhängig erweisen.

Literatur:

E. Friedrich, Allgemeine und spezielle Wirtschaftsgeographie. — Leipzig, 2. Aufl., 1907.

M. Eckert, Grundriß der Handelsgeographie. — Leipzig, 1905.

A. Oppel, Natur und Arbeit. — Leipzig u. Wien, 1904.

K. Andree's Geographie des Welthandels. Herausg. von Fr. Heiderich u. R. Sieger. — Frankfurt a. M., 1910 u. f.

Neumann-Spallart, Übersichten der Weltwirtschaft. — Stuttgart. Fortgesetzt von Fr. v. Juraschek. — Berlin.

Otto Hübner's Geographisch-statistische Tabellen aller Länder. Herausg. von Fr. v. Juraschek. — Frankfurt a. M.

Ackerbau.

Ackerbau findet sich in allen Kulturländern. Sein Betrieb setzt fruchtbaren Boden voraus. Solcher ist aber fast überall zu finden. Völlig unfruchtbarer Boden ist selten und meist räumlich beschränkt.

Weit mehr ist dagegen der Ackerbau abhängig vom Klima. Das eisigkalte Polarland und die trockenheißen Wüsten schließen die Bodenkultur aus. In den warmfeuchten Tropen wird der Anbau vieler Pflanzen durch die hohe Wärme und Feuchtigkeit unmöglich. Hier herrscht der Plantagenbau, die den Ackerbau kennzeichnende Feldbestellung tritt zurück. Die eigentliche Ackerbauzone der Erde ist daher die Zone des gemäßigten Klimas, in der Ackerbau überall betrieben wird, wo fruchtbarer Boden vorhanden ist. Aber die Intensität und die Art des Betriebes ist in den einzelnen Ländern doch äußerst verschieden. Die Ursache davon ist in erster Linie wieder der Wechsel der Fruchtbarkeit und das Klima. In den Gebirgen machen Mangel an Humuserde und niedrige Temperatur den Anbau der Kulturpflanzen unmöglich, an den Küsten behindert ihn ein Überfluß von Feuchtigkeit. Am besten geeignet sind Flußniederungen und das Flach- und Hügelland der Binnengebiete. Allein hier fehlt zuweilen der Regen. Doch gelingt auch dann noch durch künstliche Bewässerung die Bodenkultur.

Die ungleiche Verteilung des Ackerbaues ist weiter auch verursacht durch die verschiedene Volksdichte. Je dichter die Besiedlung, um so größer ist die Zahl der Konsumenten, um so intensiver wird daher im allgemeinen die Landwirtschaft betrieben. Denn die Bodenkultur wird auch durch das Bedürfnis nach den Erzeugnissen bestimmt. Von entscheidendem Einfluß sind da dicht besiedelte Länder mit unfruchtbarem Boden oder mit ungünstigem Klima. Diesen müssen die Ackerbauländer ihre Produkte liefern. Daher hängt der Ackerbau auch wesentlich von der Absatzmöglichkeit an andere Gebiete, also auch von den Verkehrsverhältnissen ab. Bei dem Absatz an andere Länder treten nicht selten mehrere Ackerbaugebiete in Konkurrenz, in der den Sieg erringt, wer am billigsten die Erzeugnisse liefern kann. Es spielt infolgedessen auch die Rentabilität bei dem Ackerbau (billige Arbeitskräfte, billiger Transport) eine große Rolle.

Unter den Erzeugnissen des Ackerbaues stehen im Vordergrund die Nahrungsmittel, und unter diesen wieder die Brotfrüchte, das Brotkorn. Daher hat auch der Getreidebau die weiteste Verbreitung.

Für den Anbau der Getreidepflanzen sind dieselben Faktoren maß-

gebend, die überhaupt den Ackerbau beeinflussen. Einzelne Getreidearten wie Weizen erfordern einen besseren Boden, Hafer gedeiht selbst auf nahezu sterilem Sand. Auch an das Klima stellen die einzelnen Getreidearten wesentlich verschiedene Anforderungen. Aus den Tropen sind die meisten von ihnen wegen der hohen Wärme und Feuchtigkeit ausgeschlossen. Die Brotfrucht der Tropen ist der Reis, der aber auch dort nur in beschränktem Umfange angebaut wird. Diese Zone der Erde ist dafür reich an anderen Früchten, die das fehlende Brotkorn ersetzen. Dazu gehören verschiedene Palmen (Dattel-, Kokos-, Sagopalme), Bananen, Brotfrucht, Manjoka, Yams, Batate und viele andere. Für den Gürtel der Subtropen sind Mais und Weizen die Hauptfrüchte. Die klimatischen Bedingungen sind hier wegen der hohen Wärme dem Anbau der Getreidepflanzen überaus günstig, nur der Mangel an Niederschlag erschwert und behindert ihn vielfach. Dagegen bietet der Boden wieder eine vortreffliche Grundlage für den Anbau des Getreides. Die weiten Steppen sind oft von Löß oder gar Schwarzerde bedeckt, Bodenarten, die sich durch besondere Fruchtbarkeit auszeichnen. Wo daher Sommerregen (Südrußland) die Aussaat erlaubt oder wo durch künstliche Bewässerung der fehlende Niederschlag (Ägypten) ergänzt werden kann, haben wir gerade in diesen südlichen Regionen der gemäßigten Zone die größten Getreideflächen, die Kornkammern der Welt: Ungarische Tiefebene, Südrußland, argentinische Pampa, Kalifornien und Chile, nördliches Vorderindien, Ägypten und die zahlreichen Oasen des westlichen und mittleren Asien.

Hier wird auch bereits neben Weizen Roggen und Gerste angebaut. Gerste und Hafer sind in Beziehung auf das Klima am wenigsten anspruchsvoll und ihr Anbau geht daher in den Gebirgen hoch hinauf und dringt auch polwärts am weitesten vor.

Die Brotfrucht wird in der gemäßigten Zone bis zu einem gewissen Grade ersetzt durch die Kartoffel, die darum als Volksnahrungsmittel in einzelnen Ländern (Deutschland) einen hohen Wert erlangt hat, zumal sie noch angebaut werden kann, wo der Getreidebau schon versagt.

Zu den unmittelbaren Nahrungspflanzen treten nun noch zahlreiche andere Kulturpflanzen hinzu, die wir als Genußpflanzen bezeichnen, die aber zum Teil für uns fast die Bedeutung von Nahrungspflanzen besitzen. Geradezu als Nahrungspflanzen dürfen wir die Zucker liefernden betrachten, in der gemäßigten Zone die Zuckerrübe, in den Tropen das Zuckerrohr. Letzteres ist über die ganze warme Zone verbreitet und befriedigt hier das Zuckerbedürfnis der Bewohner, wird aber in einzelnen

Landstrichen auch in größerem Umfange angepflanzt und gelangt von dort zur Ausfuhr oder wird weiter industriell verarbeitet (Rum). Solche Zuckerrohrgebiete sind Mittelamerika, Brasilien sowie Java. Wirtschaftlich fast bedeutungsvoller ist der Anbau der Zuckerrübe. Durch ihn wird der Bedarf eines großen Teiles der Welt gedeckt. Die Zuckerrübe erfordert tiefgründigen Boden und ihr Anbau viel Arbeitskräfte, ihre Verarbeitung industrielle Anlagen und Betrieb. Ihr Anbau ist daher beschränkt auf die fruchtbareren Landstriche der gemäßigten Zone, in denen zugleich durch Vorhandensein von Kohle die industrielle Verarbeitung möglich ist (Deutschland, Nordfrankreich).

Besonders reich an Genußpflanzen sind die Tropen. Unter ihnen stehen Kaffee und Tee voran. Das Hauptkaffeeland der Erde ist Brasilien. besonders dessen südliches Bergland. Etwas gemäßigtes Tropenklima und tiefer Lateritboden scheinen den Anbau des Kaffees zu begünstigen. Allein die tatsächliche Verbreitung seines Anbaues deckt sich keineswegs mit der möglichen. Die Ausbreitung der Kulturpflanzen in den Tropen hängt von der Entwicklung der Kolonisation und in hohem Grade auch von der Rentabilität ab. Wieder sind der Preis der Arbeitskräfte und die des Transportes in erster Linie maßgebend. Das gilt auch vom Tee. der hauptsächlich in Süd- und Ostasien angepflanzt wird. Ihm sagt offenbar Monsunklima am besten zu. Von weiteren Tropenpflanzen erwähnen wir noch den Tabak, der aber auch in der gemäßigten Zone gedeiht. Als Hauptgebiete für Tabakbau sind zu nennen: Mittelamerika. das südliche Nordamerika, Brasilien, Java und Sumatra.

In der gemäßigten Zone ist eine der wichtigsten Genußpflanzen der Wein, der klimatisch aber auf die südlichen Regionen beschränkt ist. Er gedeiht am besten in der Subtropenzone. Die Mittelmeerländer, Kalifornien, Chile und Argentinien sowie das südliche Afrika sind Hauptgebiete des Weinbaues. In den Subtropen wachsen zugleich auch die sogenannten Südfrüchte: Orangen, Limonen, Feigen. Zu ihnen gesellen sich noch viele andere Obstarten, die jedoch meist allgemeiner über die gemäßigte Zone verbreitet sind. Für diese sind weiter charakteristisch der Hopfen und zahlreiche Gemüsearten. Letztere gehen auch in das Subtropengebiet über. Dort ist als typische Kulturpflanze noch der Ölbaum zu erwähnen, der in seiner Verbreitung ganz auf das Mittelmeer beschränkt ist.

Die Tropen besitzen endlich noch eine große Anzahl von Pflanzen. die technisch verwertbar sind. Voran steht die Baumwolle. die über die Tropen hinaus auch in den subtropischen Ländern gedeiht. Hauptge-

biete der Baumwollkultur sind: das südliche Nordamerika, Agypten, Vorderindien. An zweiter Stelle sind dann die Gummi liefernden Pflanzen zu nennen. Den meisten Gummi erhalten wir aus dem Amazonasgebiet. Aber auch Afrika sowie das tropische Asien und die Südsee erzeugen viel Gummi.

Eine echte Tropenpflanze ist endlich die Kokospalme. Sie liefert uns in der Kopra wertvolles Pflanzenfett und in ihren Fasern ein gutes Gespinnst. Ihre Verbreitung erstreckt sich über die ganze Tropenzone, und zwar ist sie hier in erster Linie eine Strandpflanze. Ihr Hauptanbaugebiet liegt in der Südsee.

Durch die Verschiedenheit der Kulturpflanzen und ihrer Anbauart erhält die Kulturlandschaft in den einzelnen Zonen ein durchaus verschiedenes Aussehen. In den Tropen tritt die Pflanzenkultur nur wenig hervor, während bei uns die Kultursteppe weithin das Landschaftsbild beherrscht.

Literatur:

O. Warburg und J. E. van Someren Brand, Kulturpflanzen der Weltwirtschaft. — Leipzig, o. J.

Viehzucht.

Wie der Ackerbau fruchtbaren Boden, so setzt die Viehzucht das Vorhandensein von Weide oder Futterpflanzen voraus. In den Tropen fehlen im allgemeinen unsere Futtergräser, fehlen die Weiden. Dort ist daher auch die Viehzucht wirtschaftlich von geringer Bedeutung. Es kommt dazu, daß den meisten Zuchttieren auch das warmfeuchte Klima nicht zusagt, zum Teil als unmittelbare Wirkung des Klimas, zum Teil auch als Folge vieler Schädlinge, die es erzeugt und gegen die die Tiere infolge der klimatischen Einflüsse weniger widerstandsfähig sind. Wie hier das Zuviel an Wärme und Feuchtigkeit die Viehzucht behindert, so erschwert in den polaren Ländern der Mangel an Wärme, verbunden meist mit dem Mangel an Futter das Halten von Haustieren. So sehen wir, daß die Viehzucht gleich dem Ackerbau hauptsächlich eine Wirtschaftserscheinung der gemäßigten Zone ist. Wenn auch die Tiere weit mehr als die Pflanzen sich dem Klima anpassen können, so sind doch auch sie in ihrer Verbreitung durch klimatische Schranken begrenzt.

Das Verhalten der einzelnen Kulturtiere diesen Faktoren gegenüber ist sehr verschieden. Schafe und Ziegen sind in bezug auf das Futter wie auf das Klima wenig anspruchsvoll, sie begnügen sich mit einer

spärlichen Weide und gedeihen in den Tropen sowohl wie in nördlichen Breiten und in den höheren Bergregionen. Empfindlicher schon erweist sich das Schwein, das aber ebenfalls noch eine sehr weite Verbreitung zeigt. Am anspruchsvollsten erscheinen Pferd und Rind. Beide fordern gute Weide oder reichliches Futter, beide leiden auch leicht unter den Einflüssen des Klimas. Ihre Ausbreitung ist daher weit beschränkter. Am besten gedeihen sie in der wärmeren gemäßigten Zone.

Einzelne Tiere sind in ihrer Verbreitung auf enge Räume beschränkt. Dazu gehört das Renntier, das nur in den hohen nördlichen Breiten, zum Teil noch jenseits der Baumgrenze, gehalten wird, und das Kamel, das Schiff der Wüste, das nur im Trockenraum gedeiht, unter höherer Feuchtigkeit zu kränkeln beginnt. Auch den Strauß kann man dazu rechnen, dessen Zucht nur in den wärmeren Regionen der Erde möglich ist.

Innerhalb der gemäßigten Zone ist die Viehzucht wieder sehr ungleich verteilt. Zunächst findet man sie überall, wo Ackerbau getrieben wird. Denn beide stehen in enger Beziehung zueinander. Das Vieh liefert dem Ackerbauer wertvollen Dung und andererseits kann es von vielen Nebenprodukten der Pflanzenkultur erhalten werden. Allein im allgemeinen verdrängt der Ackerbau als der ertragreichere Wirtschaftsbetrieb die Viehzucht. Die Hauptviehzuchtgebiete liegen daher außerhalb des fruchtbaren Ackerlandes. Wir finden sie einmal in den überfeuchten Küstenlandschaften, wo der reichbenetzte Boden eine besonders üppige Weide erzeugt, und sodann in den großen Grassteppen der Erde, in den ausgedehnten Naturweideflächen, wo entweder der Boden für Pflanzenkultur nicht fruchtbar genug ist oder die Feuchtigkeit dafür nicht ausreicht oder endlich die wirtschaftliche Erschließung noch nicht soweit fortgeschritten ist, wie das in der argentinischen Pampa der Fall ist, in der zur Zeit die Viehzucht zugunsten des Ackerbaues zurückgeht.

Solche Viehzuchtländer sind die ungarische Tiefebene, das Mississippibecken Nordamerikas, die Llanos und Pampas Südamerikas, das australische Tiefland und die weiten Steppen Inner- und Vorderasiens.

Die Intensität des Betriebes wechselt aber in diesen Gebieten sehr. Die Ursache davon ist in den allgemeinen wirtschaftlichen Zuständen zu suchen. Besonders bedeutungsvoll ist die Frage der Absatzmöglichkeit, weiter auch die Höhe der Kultur der Bewohner. Bei den Halbkulturvölkern Innerasiens dient die Viehzucht lediglich den Bedürfnissen der Bevölkerung selbst, während in Argentinien die Viehzucht ein wirtschaftliches Unternehmen europäischer Kulturvölker ist, das von vornherein eine Produktion für den Weltmarkt erstrebt.

Vielfach ändert sich die Viehzucht auch je nach dem Ziel. Die Zucht des Rindes kann die Produktion von Fleisch oder die von Milch bezwecken, bei dem Schaf kann es sich um die Erzeugung von Wolle oder von Fleisch handeln. Je nachdem ändert sich aber die Zucht dieser Tiere, und nicht selten müssen auch die geographischen Bedingungen andere sein. Für die Fleischproduktion sind wieder Konsumenten nötig. In den Tropen, wo die Pflanzenkost von den Menschen bevorzugt wird, kann darum die Viehzucht zur Erzeugung von Fleisch niemals einen größeren Aufschwung nehmen. Die Bewohner der gemäßigten Zone sind die hauptsächlichsten Fleischesser und sie sind auch die wichtigsten Abnehmer für das Fleischvieh.

Auch die Anpassung an die lokalen Verhältnisse kann für die Zucht entscheidend sein. So wird das Pferd in den weidearmen Subtropen verdrängt durch das anspruchslosere Maultier oder den Esel. Das Maultier ist ferner im Gebirge geeigneter wie das Pferd. In der Wüste bildet das genügsame Kamel das beste Reit- und Lasttier, das zugleich auch seinem Herrn Milch und Wolle und in seinen Exkrementen sogar Feuerungsmaterial liefert. Des Renntieres als Vieh der baumlosen Tundra haben wir schon gedacht. Den lokalen Verhältnissen der Polargebiete angepaßt ist schließlich auch der Hund bei den Eskimos.

So hat jedes Land in bezug auf die Nutztiere seine besondere Eigenart, die als das Ergebnis der Einwirkung bestimmter geographischer Faktoren erklärt werden kann.

Literatur:
R. Müller, Die geographische Verbreitung der Wirtschaftstiere. — Leipzig, 1903.

Gewerbe und Industrie.

Die Produkte des Pflanzen- und Tierreiches sowie des Mineralreiches werden von den Menschen verarbeitet, sie bilden die Grundlage für die Gewerbtätigkeit. Diese dient zunächst nur den Bedürfnissen des einzelnen oder des auf einem Wohnplatz vereinigten Volkes. In diesem Zustand ist sie lediglich Hausarbeit. Aber sie entwickelt technische Fertigkeit und führt zu gemeinsamer Arbeit ganzer Stämme, die dann über die Bedürfnisse des eigenen Landes hinaus produzieren und die Erzeugnisse ihrer Tätigkeit an benachbarte Stämme abgeben (Schmiedearbeiten, Töpfer- und Flechtwaren, Webereiartikel). Damit beginnt mehr und mehr die Gewerbtätigkeit sich zur Industrie zu entwickeln.

Auch auf höherer Kulturstufe finden sich noch beide Wirtschaftsformen nebeneinander. Doch zu allgemeiner Bedeutung gelangt nur die Industrie, die im Wirtschaftsleben der Völker dann die gleiche Rolle spielt wie Ackerbau und Viehzucht.

Auch die Industrie ist in ihrer Entwicklung bedingt durch geographische Faktoren. Ihr Betrieb erfordert Kräfte. Solche liefern zunächst die Menschen selbst. Es dürfen also die in einem Lande vorhandenen Menschenkräfte nicht durch die übrigen Veranstaltungen der Wirtschaft erschöpft werden. Deshalb ist Industrie nur möglich in dichter bevölkerten Gebieten, wo nicht alle Menschen in der Befriedigung der unmittelbarsten Lebensbedürfnisse Beschäftigung finden. Günstig für industrielle Tätigkeit ist eine gewisse Übervölkerung. Die Hausindustrien in unseren Mittelgebirgen können als Beleg hierfür angegeben werden. Auf Händearbeit beruht zum Teil noch heute die Gewerbtätigkeit bei den Japanern und Chinesen sowie auch bei den Indern.

In den meisten Kulturländern ist dagegen die Menschenkraft ersetzt durch Naturkräfte. Solche bieten das fließende Wasser und der Wind. Hier ist dann die industrielle Tätigkeit an das Vorhandensein dieser Kräfte gebunden. Die Verbreitung der Wasser- und Windmotoren, wie sie Krümmel für Deutschland festgestellt hat, gibt uns somit ein lehrreiches Bild von der geographischen Grundlage gewisser industrieller Betriebe.

Wasser und Luft sind jedoch meist nur in beschränktem Maße als Kraft verwendet worden. Im besonderen dienen sie der Müllerei und Holzverarbeitung. Erst in neuerer Zeit, wo die Wasserkraft in elektrische Kraft umgesetzt wird, gewinnt diese wesentlich an Bedeutung. Länder mit Reichtum an Wasserkraft wie Skandinavien beginnen daher industriell aufzublühen.

Mit der Einführung der Dampfkraft wurde die Kohle das wichtigste Hilfsmittel für die Industrie. An ihr Vorkommen ist diese noch heute gebunden. Ländern, die arm an Kohlenlagern sind, wie Italien, wird der industrielle Aufschwung sehr erschwert. Dagegen besitzen alle an Kohlen reiche Länder rege Industrie, vorausgesetzt, daß die Bevölkerung überhaupt schon bis zu dieser Wirtschaftsform fortgeschritten ist. Deutschland, die Britischen Inseln und Nordamerika sind sprechende Beispiele dafür.

Doch die Industrie bedarf weiter zu ihrer Entwicklung auch des Rohmateriales, das sie verarbeitet. Dieses kann ihr das eigene Land liefern. Dann bezeichnet man sie als bodenständig. Vielfach erhält sie

aber die Rohstoffe aus anderen Ländern zugeführt. Die industrielle Tätigkeit wurzelt dann in dem Vorhandensein von Arbeitskraft irgendwelcher Art.

Aus den letzten Ausführungen geht deutlich hervor, welche Bedeutung für den industriellen Aufschwung eines Gebietes die Verkehrsverhältnisse haben. Günstige Verkehrslage erlaubt die billige Herbeischaffung von Rohmaterial oder von Kraft in der Form der Kohlen und ermöglicht dadurch Industrie in Ländern, denen beides fehlt, sie ruft die nicht bodenständige Industrie hervor.

Neben der billigen Beschaffung von Rohmaterial und Kraft ist die leichte Absatzmöglichkeit eine weitere Grundbedingung für den Aufschwung der Gewerbtätigkeit. In einem dicht besiedelten Land können die Erzeugnisse im Lande selbst bereits verbraucht werden. Auch aus diesem Grunde hat die Volkszahl für die Industrie eine große Bedeutung. Wo dagegen die Industrie über den Bedarf des eigenen Landes hinaus produziert, müssen die Erzeugnisse ausgeführt werden, ist also der Betrieb wieder abhängig vom Verkehr. Daher sind die Großstädte nicht nur Handel- und Verkehrsmittelpunke, sondern auch wichtige Industrieorte.

Unter den Rohstoffen sind nicht alle von gleichem Wert. Industrie in größerem Umfange bedingen nur die, deren Verarbeitung Gegenstände allgemeinsten Verbrauches schafft. Von den Mineralstoffen steht hier das Eisen an erster Stelle. Daher finden wir in Gegenden mit reichen Eisenlagern meist auch rege Gewerbtätigkeit, zumal wenn zugleich billige Kraft vorhanden ist. Englands große Industrie wurzelt hauptsächlich in dem gleichzeitigen Vorkommen von Eisen und Kohle in seinem Boden. Ebenso baut sich die Industrie am Niederrhein und in Oberschlesien auf derselben Grundlage auf.

Unter den tierischen Rohstoffen ist es vor allem die Wolle, unter den pflanzlichen die Baumwolle, die industriell verwertet werden. Die Textilindustrie hat darum eine sehr weite Verbreitung und findet sich in allen bedeutenderen Industrieländern in hoher Blüte. Deutschland, die Britischen Inseln und Belgien stehen auf diesem Gebiete voran.

Die tierischen und pflanzlichen Rohstoffe entstammen überwiegend den Ländern der Erde, in denen die Viehzucht oder die Bodenkultur die hauptsächlichsten Wirtschaftsformen sind. Sie können deshalb in dem Produktionslande selbst meist nicht verarbeitet werden, weil es dort wegen geringerer Volksdichte an Menschenkraft fehlt oder auch die Krafterzeugung aus Kohle, Wasser und Wind nicht möglich ist. Pflanzliche Produktion ist besonders den Tropen eigen (Baumwolle, Gummi). Andererseits ist gerade diese Zone der Erde für industrielle Tätigkeit

wenig geeignet, bis zu einem gewissen Grade wohl auch aus klimatischen Gründen nicht. Die Tropenbewohner sind infolgedessen hauptsächlich die Konsumenten der in der gemäßigten Zone erzeugten Industrieartikel, und es findet demnach zwischen beiden Zonen ein interessanter Ausgleich in der Wirtschaft statt. Das Hauptgebiet für Industrie ist aber wie für Viehzucht und Ackerbau die gemäßigte Zone.

In dieser Zone liegen zugleich auch die wichtigsten Lager der mineralischen Rohstoffe und Kraftquellen, sie ist auch die Zone des regsten Bergbaues. Das ist einmal wieder verursacht durch die hohe Kultur der Bewohner, sodann nicht minder durch die geologischen Verhältnisse. Die Tropen sind arm an älteren Gebirgen und damit zugleich arm an Mineralschätzen. Vielfach ist auch dort das Gestein mit einer mächtigen Verwitterungsschicht (Laterit) überkleidet, die überdies noch eine dichte Vegetationsdecke trägt. In der gemäßigten Zone treten dagegen in den Gebirgen die Felsen mit ihren mineralischen Einschlüssen offener zutage und hat weiter der Mensch auch die tief unter jüngeren Sedimenten lagernden Schätze der Erde durch Bohrungen und Bergbau besser erschlossen.

Verkehr.

Der Verkehr zwischen den an verschiedenen Orten wohnenden Menschen dient entweder der Übermittlung von Nachrichten oder von Gegenständen. Im ersteren Falle handelt es sich um eine möglichst schnelle Beförderung, und es hat sich infolgedessen oft ein ganz besonderer Nachrichtenverkehr bei den Völkern ausgebildet. In seinem Dienste steht vor allem die Post, die zu einem Weltinstitut geworden ist. Zu der Beförderung der Briefe durch Boten, durch Eisenbahnpostzüge und Postdampfer tritt die Übermittlung von Nachrichten durch den elektrischen Telegraphen, der jetzt in einer Länge von mehreren Millionen Kilometern, die Erde umspannt und als Kabel durch die Ozeane hindurch die Festländer miteinander verbindet, sowie in neuester Zeit durch die drahtlose Telegraphie, für die es keine Schranke mehr gibt.

Bei der Überbringung von Gegenständen oder Lasten, namentlich im Dienste des Handels, kommt es neben der Schnelligkeit ebensosehr auf die Sicherheit wie auf die Bequemlichkeit und Billigkeit an. Dieser Lastenverkehr hängt daher auch weit mehr von den geographischen Verhältnissen ab, wie er umgekehrt viel nachhaltiger auf die anthropogeographischen Zustände bestimmend einwirkt.

Der Verkehr bewegt sich auf dem Lande in bestimmten Wegen,

die von Ort zu Ort führen. Die sich aus mehreren Wegstrecken zusammensetzenden Verkehrswege bezeichnet man als Verkehrslinien. Auf flachem Boden, in Steppen und Wüsten, erscheinen die Wege meist als breite Bahnen; sie verengen sich erst zu bestimmteren Straßen, wenn das Gelände ihre seitliche Ausbreitung behindert, also in Flußtälern und auf den Gebirgen.

Die Form des Weges wird weiter durch die Verkehrsart bedingt. Wo Menschen die Träger der Lasten sind, wie im tropischen Afrika, haben wir nur schmale Fußwege. Auch wenn bereits ein Lasttier verwendet wird, bedarf der Verkehr doch nur einfacher Pfade, die man als Saumpfade bezeichnet. Wir finden sie vorwiegend in gebirgigen Ländern. Sind dagegen bereits Wagen in den Dienst des Verkehrs gestellt, müssen auch die Wege dementsprechend breiter und besser ausgebaut werden.

Der Ausbildung der Verkehrswege auf dem Lande treten eine Menge natürlicher Hindernisse entgegen. Diese sucht man möglichst zu überwinden. Flüsse werden an seichten Stellen in Furten durchwatet, Gebirge in Pässen überschritten. Mit fortschreitender Kultur wachsen die Mittel zur Wegräumung der Hindernisse. Man baut Brücken über die Flüsse und durchbohrt in Tunneln das Gebirge, das schwer überschreitbar ist.

Als Lasttiere werden hauptsächlich Pferd, Esel und Maultier verwendet, sie sind die verbreitetsten Saumtiere. Auf den Hochflächen der südamerikanischen Anden dient das Lama, in Hochasien der Yak und sogar das Schaf als Lasttier, in den Wüsten der Alten Welt das Kamel, das allein den Karawanenverkehr durch die wasserlosen Einöden ermöglicht.

Der Verkehr zu Fuß und mit Reittier bewegt sich zunächst nur auf natürlichen Wegen. Zum eigentlichen Straßenausbau kommt es meist erst, wenn die Lasten auf Wagen befördert werden unter Benutzung von Zugtieren. In ebenen Ländern, z. B. in den Steppen Südrußlands, fahren aber auch die Wagen auf dem unbearbeiteten Boden. In Südafrika geht der Wagenverkehr selbst durch das bergige Land noch ohne künstliche Straßen.

Als Zugtier wird vorwiegend Pferd, Esel und Maultier, in Südafrika auch der Ochse benutzt. In den polaren Gebieten der Erde bilden Renntier und Hund die Zugtiere. Hier tritt außerdem an die Stelle des rollenden Wagens ein gleitendes Transportmittel, der Schlitten, den wir auch in den Gebirgen im Winter und für die Talfahrt auf steilen Wegen selbst im Sommer finden.

Der Ausbau der Straßen dient nicht bloß der Erleichterung, sondern auch der Beschleunigung des Verkehrs. Es entstehen so besondere Handelsstraßen und in den Kulturländern Post- und Heeresstraßen. Um den Wagenrädern eine möglichst ebene Fahrbahn zu verschaffen, werden Spurbahnen angelegt, aus denen dann in Verbindung mit der Verwendung des Dampfes als Zugkraft die Eisenbahnen sich entwickelt haben, die gegenwärtig die wichtigsten Verkehrsstraßen auf dem Lande darstellen. Neben der Beschleunigung gestatten sie auch noch eine Vermehrung der Transportmassen. Ursprünglich bildeten für sie allerdings breite Ströme und hohe Gebirge ein erhebliches Hindernis. Gegenwärtig hat aber die Technik derartige Hemmnisse zu überwinden gelernt. Die Eisenbahnen führen über die breitesten Ströme hinweg und überschreiten die höchsten Gebirge, so daß es in gewissem Sinne für dieses Verkehrsmittel kein völlig unwegsames Gebiet mehr gibt. Die Anlage der nordamerikanischen Transkontinentalbahnen wie die der transkaspischen und sibirischen Bahnen liefern dafür den Beweis. Die Oroya-Bahn in Peru steigt bis auf die Höhe von 4770 m.

Die Eisenbahnen laufen meist in einigen Punkten zusammen; es sind das die wichtigsten Zentra des gegenwärtigen Verkehrs. Die vom Mittelpunkte radial ausgehenden Linien verzweigen sich dann wieder, und es entstehen so in den einzelnen Ländern mehr oder weniger dichte Eisenbahnnetze. Die Dichte des Netzes pflegt man durch das Verhältnis der Länge sämtlicher Eisenbahnen zu der Arealgröße des Landes auszudrücken. Das Verhältnis gibt aber nur bedingt eine Vorstellung von der Dichte des Netzes, da diese doch auch von der Gestalt des Landes abhängig ist. Außerdem veranschaulicht es nicht ohne weiteres die Größe der Zugänglichkeit eines Landes oder seiner einzelnen Orte; denn es kommt hierbei zugleich auf die Wichtigkeit und die Art der Befahrung der Bahn an. Etwas klarer gelangt diese zum Ausdrucke in den sogenannten Isochronenkarten. Isochronen oder Isohemeren heißen die Linien, welche alle Orte verbinden, die von einem gemeinsamen Ausgangspunkte zeitlich gleich weit entfernt sind.

Die Eisenbahnen sind über die Erde sehr ungleich verteilt. Je nach der Wegsamkeit eines Landes und nach der Tätigkeit und der Kultur seiner Bewohner ist das Netz weitmaschiger oder enger. Vorwiegend sind Industriegebiete reich mit Eisenbahnen besetzt, da sie auch meist eines lebhaften Handels sich erfreuen. In Europa stehen Großbritannien und Mitteleuropa voran, in Amerika der Osten der Vereinigten Staaten.

Die Gesamtlänge der Eisenbahnen auf der Erde beläuft sich zur Zeit auf mehr als 1000000 km. Diese verteilen sich über die einzelnen Erdteile nach den statistischen Angaben für 1910 in folgender Weise:

	Länge km	Relative Länge bezogen auf das Areal von 1000 qkm	1000 Einw.
Europa . . .	334000	33,4	0,75
Amerika . .	526000	12,5	3,00
Asien . . .	102000	2,3	0,12
Afrika . . .	37000	1,2	0,27
Australien. .	31000	3,4	4,25

Gleichzeitig mit dem Verkehre auf dem Lande hat sich auch ein solcher auf dem Wasser entwickelt. Bei Völkern niederer Kultur finden wir noch die einfachsten Fahrzeuge, häufig nur Flöße oder ausgehöhlte Baumstämme. Die Flüsse werden namentlich dort für den Verkehr benutzt, wo der Weg über Land erschwert ist, z. B. in den Tropen infolge der üppigen Vegetation, oder in Gebieten, wo der Fluß von Einöden umgeben ist. Als Beispiele mögen das Amazonasgebiet, das Innere Borneos, das Kongogebiet und die flußreichen Gegenden Nordamerikas angeführt werden.

Hier dient der Wasserweg allein dem engeren Verkehre der Stämme untereinander. Es handelt sich nur um den Transport geringerer Lasten. Die Fahrzeuge sind noch so leicht, daß alle Unterbrechungen des Wasserweges, also Stromschnellen, Wasserfälle und auch Untiefen, umgangen werden können, meist indem einfach das Fahrzeug über Land getragen wird (Nordamerika). Bei der Benutzung des Wasserweges für den Transport größerer Lasten, der auch größere Fahrzeuge erfordert, werden jedoch derartige Stellen im Flußlaufe starke Hindernisse. Es bleibt der Wasserverkehr dann vorwiegend auf die ruhiger fließenden Flachlandströme beschränkt, bis die Technik soweit fortgeschritten ist, daß die Hindernisse gehoben werden können. Das ist auf allen wichtigen Strömen innerhalb der Kulturländer auch geschehen. Vielfach werden die unbefahrbaren Strecken durch Kanäle umgangen (Kongo).

Auch von Strom zu Strom werden künstliche Verbindungen hergestellt. Solche Binnenkanäle finden wir namentlich in verkehrsreichen Gebieten, in denen der Anlage im Bodenbau verhältnismäßig nur geringe Schwierigkeiten entgegen stehen, in Flach- und in Hügelländern. Frankreich und verschiedene Gebiete Mitteleuropas können als Beispiele dienen.

In den Kulturländern wird der Wasserweg vorwiegend zum Transport großer Massen benutzt. Die Fahrzeuge haben einen bedeutenden

Rauminhalt, der oft einem Güterzuge gleichkommt. Die Beförderung zu Wasser ist in solchen Fällen auch erheblich billiger. Infolgedessen hat dieser Verkehr neben den Eisenbahnen doch seine Bedeutung behalten, wenn er auch weit mehr Zeitaufwand erfordert. Daher wendet man dem Ausbau der Kanäle noch immer große Aufmerksamkeit zu, da ihr Wert für die Entwicklung von Handel und Verkehr nicht gering ist.

Die Fahrzeuge werden auf den Flüssen zunächst meist durch Ruder bewegt. Mit der Zunahme ihrer Größe sind diese nicht mehr ausreichend. Außerdem bietet die Stromgeschwindigkeit oft dem Fahren flußaufwärts zu erheblichen Widerstand. Das Fahrzeug wird dann mit Stangen gestoßen oder vom Ufer aus gezogen. Dazu werden Menschen- und Pferdekräfte verwendet. Man bezeichnet diese Art des Betriebes als Treidelverkehr. Später kommt auch die Dampfkraft zur Benutzung. Die Dampfschiffe dienen auf den Flüssen für den Massenverkehr vorwiegend als Schlepper. Sonst werden sie meist nur zur Personenbeförderung verwendet. Zum Transporte der Lasten ist das Dampfschiff auf dem Flußwasser nicht geeignet, weil es ihn im Vergleiche zu den gewöhnlichen Fahrzeugen verteuert und dabei kaum beschleunigt.

Nächst den Flüssen sind die Binnenseen wichtige Wasserstraßen. Häufig sind diese aber nur Erweiterungen der Flüsse, und der Verkehr auf ihnen gleicht durchaus dem auf den fließenden Gewässern. Größere Seeflächen besitzen dagegen einen eigenen Verkehr (Bodensee, Genfersee).

Die ozeanische Schiffahrt bestand ursprünglich nur in einem Küstenverkehre. Auf die offene See konnten sich die Schiffe erst wagen, als die Mittel zur Orientierung auf der markenlosen Fläche vorhanden waren und auch eine genügende Fahrsicherheit erlangt war. Auch hier bediente man sich zunächst vielfach der Ruder zur Fortbewegung. Dann kamen die Segel zur Verwendung. Die Segelschiffahrt hat bis heute wegen ihrer Billigkeit eine hohe Bedeutung behalten. Sie bewegt sich auf Verkehrslinien, die durch die vorherrschenden Winde bestimmt werden. Infolge der Ausdehnung der ozeanischen Dampfschiffahrt sind die Segelschiffe teilweise auch aus ihren alten Linien verdrängt worden, sie müssen Wege aufsuchen, auf denen sie der Gefahr eines Zusammenstoßes mit den schneller fahrenden Dampfschiffen weniger ausgesetzt sind. Auch bei Völkern geringeren Kulturfortschrittes, wie bei den Südseeinsulanern, haben sich die Segel als treibende Kraft erhalten.

Der wichtigste ozeanische Verkehr wird aber heute durch die Dampfer vermittelt. Diese verbinden große Schnelligkeit mit großem Rauminhalte. Außerdem sind sie fast unabhängig von den Winden, nur ihre Fahrge-

schwindigkeit wird dadurch beeinflußt. Der Schnelligkeit wegen werden die Dampfer vorwiegend zur Personenbeförderung verwendet. Zwischen den Hauptwelthäfen verkehren die sogenannten Postdampfer, die auf bestimmten Linien mit festen Abfahrtszeiten fahren. Sie bilden die Grundlage des Welthandels und verknüpfen die europäischen Kulturländer mit allen Regionen der Erde.

Die gesamte Welthandelsflotte zählte 1911 fast 30 Mill. Netto-Reg.-Ton., davon fallen auf Dampfer 22,3 auf Segler 6,2 Mill. Bei weitem die größte Handelsflotte hat Großbritannien, von der gesamten Dampfertonnage ist annähernd die Hälfte britisch. Nach Hassert kommen 1911 in % von der Gesamttonnage auf

	Dampfer	Segler	beides
Großbritannien	49,8	18,2	43,0
Deutschland	11,0	7,0	10,1
Union	5,9	21,2	9,2
Norwegen	4,2	10,6	5,6
Frankreich	3,8	7,6	4,6

Zur Förderung dieses ozeanischen Verkehrs hat man die Wasserwege vielfach verbessert. Einmal hat man die Häfen zur Sicherung der Schiffe ausgebaut, ferner die Mündungen großer Ströme erweitert und vertieft, und endlich hat man Schiffahrtshindernisse völlig beseitigt. Solche bilden namentlich schmale Landengen, die vielbefahrene Meere voneinander trennen. Dazu gehörte die Landenge von Suez, die 1869 durchstochen wurde, und die zentralamerikanische Landenge, durch die seit 1914 der Panamakanal führt. Derartige Seewege, allerdings von geringerer Wichtigkeit, sind weiter der Kaiser-Wilhelm-Kanal, der Caledonian-Kanal in Schottland und der Kanal, der den Isthmus von Korinth durchschneidet.

Der Erleichterung des Seeverkehrs dienen endlich auch die zahlreichen Kohlenstationen, die von den seefahrenden Völkern überall errichtet sind. Alle Anlagen dieser Art sind geographisch von großer Bedeutung; sie zeigen sich von vielen geographischen Tatsachen abhängig, üben aber auch ihrerseits auf diese einen nicht unerheblichen Einfluß aus.

Literatur:

J. G. Kohl, Der Verkehr und die Ansiedlungen der Menschen in ihrer Abhängigkeit von der Gestaltung der Erdoberfläche. — Dresden u. Leipzig, 1841.

F. v. Richthofen, Vorlesungen über allgemeine Siedlungs- und Verkehrsgeographie. Herausg. von O. Schlüter. — Berlin, 1908.

K. Hassert, Allgemeine Verkehrsgeographie. — Berlin u. Leipzig, 1913.

Handel.

Die wichtigste Grundlage des Verkehrs ist der Handel, der Austausch der verschiedenen Landeserzeugnisse. Findet der Güteraustausch nur zwischen benachbarten Orten oder wenigstens innerhalb eines Landes statt, so spricht man von einem Binnenhandel. Werden aber die Güter von einigen beschränkten Gebieten über die ganze Erde hin verfrachtet, so bezeichnet man sie als Welthandelsgüter, die den Welthandel bedingen.

Verkehr und Handel stehen in wechselseitiger Beziehung. Die Entwicklung der Verkehrsmittel förderte den Handel, während der Handel zur Erweiterung und Verbesserung jener wiederholt die Anregung gegeben hat. Auch der Begriff des Welthandels und -verkehrs ist im Laufe der Zeiten ein völlig anderer geworden. Im Altertum und selbst noch im Mittelalter beschränkte er sich auf die Mittelmeerländer und den Westen Europas; mit der Entdeckung Amerikas beginnt er sich über die ganze Erde auszubreiten.

Als Welthandelsgüter gelten unter den Nahrungsmitteln namentlich die Getreidearten und das Fleisch, sodann die zahlreichen Genußmittel, wie Zucker, Kaffee, Tee und Tabak. Solche Naturprodukte werden vorwiegend in die dichtbevölkerten Kulturländer eingeführt, aus denen dagegen Industriewaren auf den Weltmarkt kommen. Diese sind oft aus den Rohprodukten anderer Länder gewonnen, die also ebenfalls zu den Welthandelsgütern zu rechnen sind. Dahin gehören Baumwolle, Schafwolle, auch verschiedene Mineralschätze, wie Eisen und Kupfer. Einer der wichtigsten Handelsgegenstände ist die Kohle, welche in erster Linie zur Entwicklung der Industrie erforderlich ist.

Der Gesamtaußenhandel belief sich 1910

für Großbritannien	auf	24741	Mill. Mark
„ Deutsches Reich	„	17615	„ „
„ Vereinigte Staaten von Amerika	„	13872	„ „
„ Frankreich	„	10213	„ „
„ Belgien	„	9797	„ „
„ Rußland	„	5048	„ „
„ Österreich-Ungarn	„	4450	„ „
„ Italien	„	4170	„ „
„ Argentinien	„	2893	„ „

Der Handelsverkehr zwischen den Kultur- und Naturvölkern wird besonders dadurch angeregt, daß viele Naturprodukte in den von Menschen

niederer Bildung bewohnten Ländern für die dortigen Bewohner wertlos sind, während sie von den Bewohnern der Kulturländer hochgeschätzt werden, die dann ihre Industrieerzeugnisse dagegen austauschen können. Elfenbein und Pelze mögen als Beispiele genannt werden.

Die Wohnplätze der Menschen.

Als Wohnplatz des Menschen ist zunächst die gesamte Landfläche der Erde anzusehen. Aber von dieser bieten weite Gebiete dem Menschen zur Ansiedlung nicht ausreichend Nahrung und oft auch zu wenig Schutz, sie sind unbewohnbar. Dazu gehören die Eiswüsten der Polarländer wie die Glutwüsten der Subtropen. Über das übrige Gebiet ist der Mensch sehr ungleich verteilt und es zeigt seine Wohnart je nach Natur des Landes große Verschiedenheiten. Das tritt schon deutlich in dem Wohnhaus, noch mehr in der Siedlung hervor. Beide erweisen sich in ihrer Form und Bauart, in ihrer Größe und Lage in hohem Grade von den geographischen Faktoren abhängig. Es bilden sich weiter in den natürlichen, mehr oder weniger abgeschlossenen Ländern größere Siedlungsgemeinschaften, die sich nach außen oft als politische Macht geltend machen, also Staaten werden. Sie sind die politischen Wohnplätze der Menschen. Vor allem aber äußert sich der Einfluß der Natur in der Art der Anhäufung der Menschen, in der Volks- und Siedlungsdichte.

Literatur:
Die Bevölkerung der Erde. Begründ. von E. Behm u. Herm. Wagner, herausg. von A. Supan. (Ergänzungshefte zu Petermanns Mitt.) — Gotha.
Gothaischer Hofkalender nebst diplomatisch-statistischem Jahrbuch. — Gotha.
Fr. Ratzel, Anthropogeographie. II. Teil. — Stuttgart, 2. Aufl. 1912.
F. v. Richthofen, Vorlesungen über allgemeine Siedelungs- und Verkehrsgeographie. Herausg. von O. Schlüter. — Berlin, 1908.

Wohnhaus und Siedlung.

Das Obdach des Menschen hat je nach der Kultur sehr verschiedene Formen, von dem einfachen Laubdache bis zum festen Steinbaue. Bei den unsteten Völkern dient auch vielfach nur ein vorspringender Fels oder ein Busch als Unterschlupf. Die Nomaden bedienen sich durchweg leichtbeweglicher Zelte als Wohnraum, weil diese sie bei dem Wandern nicht behindern. Erst mit dem seßhaften Leben beginnt der Bau fester Hütten oder Häuser. Sie haben wieder die mannigfachsten Formen

und werden auch aus sehr verschiedenem Materiale aufgeführt. Zum Teil wirken darauf die klimatischen Verhältnisse bestimmend ein; in Trockengebieten haben wir Lehmhütten, in den an Bambusgräsern reichen Ländern vorwiegend Bauten aus Bambusrohr, in den Tropen der starken Regen wegen Hütten mit spitzen, sehr dichten Dächern.

Die feste Hütte ist mehr als die bewegliche den Angriffen irgend welcher Feinde ausgesetzt. Deshalb ist bei ihrem Baue auch stets genügender Schutz vorgesehen. Einzelne Naturvölker haben ihre Hütten auf Bäumen errichtet (Neuguinea), andere, wie die meisten Südseeinsulaner, suchen Schutz in sogenannten Pfahlbauten zu finden. Vielfach werden die Hütten mit starken Pallisaden umgeben (Afrika).

Das Bedürfnis nach Schutz und der Sinn für Geselligkeit, der den Menschen eigen ist, führt zum Anschluß der einzelnen Hütten aneinander, zur Siedlung.

Diese kann vorübergehend, also nicht dauernd an eine Stelle gebunden sein. Richthofen bezeichnet sie dann als bodenvag. Wir finden sie bei den Sammel- und Jägervölkern sowie bei den Nomaden. Ihnen stehen die bodenständigen Siedlungen gegenüber, die eine bleibende Wohnstätte bilden.

Die einfachste Form der Siedlung ist der Einzelhof, den wir auch noch bei den höchsten Kulturvölkern antreffen. Dort ist er entweder durch die Natur des Landes bedingt, es fehlt z. B. der Raum für die Anlage mehrerer Wohnhäuser nebeneinander, wie das in Gebirgen vielfach der Fall ist, oder der Einzelhof ist auch die Folge der Lebensweise. Wir finden den Einzelhof meist nur bei Ackerbauern, das Wohnhaus liegt dann inmitten des bebauten Landes. Zuweilen dürfte es auch der Ausdruck einer Stammes- oder Volkseigentümlichkeit sein.

Auf höherer Kultur geht der Mensch zum Steinbau über. Aber dieser tritt selten als massiver Bau auf. Meist ist nur das Fundament aus Stein, die darauf gesetzten Wände dagegen als Fachwerk oder aus Holz ausgeführt. Von Einfluß sind da das vorhandene Material, das Klima und oft allerdings auch hergebrachte Sitte. Wo Holz reichlich vorhanden und wohlfeil ist, wird dieses bevorzugt. In den Gebirgen empfiehlt sich seine Verwendung auch, weil es den besten Schutz gegen Kälte und Feuchtigkeit gewährt. In Trockengebieten der Erde erlaubt das Fehlen von Regen sogar Lehm als Baumaterial. Dort können auch die Häuser flach abgedeckt werden, während in Regengebieten ein steiles Dach geboten erscheint. Material und Zweckmäßigkeit schaffen z. T. auch den Baustil (z. B. norddeutscher Backsteinstil).

Bei den Naturvölkern ist der Einzelhof meist der Ausdruck geringen Geselligkeitssinnes; es lebt noch jede Familie für sich, es gibt noch keine gemeinsamen Lebensaufgaben.

In den Kulturländern unterscheiden wir unter den Siedlungen Dörfer und Städte. Beide sind aber nicht durch scharfe Kennzeichen getrennt. Das Dorf ist im allgemeinen die Siedlungsform des Landes, also der Ackerbau treibenden Bevölkerung. Doch siedeln sich auch die Fischer an der Küste in Dörfern an und ferner gibt es Bergbau- und Industriedörfer, denen freilich oft eine Bauernsiedlung zugrunde liegt. Meist entwickeln sich aus den ursprünglichen Dörfern durch den Einfluß wirtschaftlicher und politischer Verhältnisse Städte, d. h. das Dorf wird der Mittelpunkt einer größeren Gemeinde und der Sitz der Verwaltung dieser. Als ein solcher Mittelpunkt zieht der Ort zugleich den Verkehr an sich und fördert die Ansiedlung einer industriellen und Handel treibenden Bevölkerung.

Die Lage der Siedlung ist vorwiegend durch die geographischen Verhältnisse bestimmt. Schon bei der Anlage des Einzelhofes macht sich diese Abhängigkeit geltend, indem dabei günstige klimatische Zustände — Sonnenseite der Täler —, das Vorhandensein von Wasser usw. berücksichtigt werden. Bei dem Dorfe kommen ähnliche Faktoren in Betracht. Noch mehr aber ist für die Entwicklung einer Stadt die Lage bedeutungsvoll. Diese kann eine Schutzlage wie bei vielen Städten Italiens, oder eine Verkehrslage, namentlich Ruhepunkte im Verkehre, wie Kreuzungspunkte, Brückenplätze, Seeplätze, oder endlich eine Industrielage, d. h. eine Lage inmitten eines an Bodenschätzen reichen Landes sein. Der Verkehr wirkt in ganz besonderem Maße städtebildend.

In den Städten kommt daher die Berufsart der Bewohner wesentlich zum Ausdrucke. Wo wir noch vorwiegend Ackerbau haben, behalten die Städte einen dorfartigen Charakter, Handel und Gewerbe erscheinen nur im Gefolge des Ackerbaues, treten noch nicht als selbständige Erwerbsquelle auf. Solche Landstädte zeigen gewöhnlich ein sehr geringes Wachstum. Anders steht es mit den Industrie- und Handelsstädten, die meist auch von dem großen Verkehre berührt werden. Ihre Bewohner sind unabhängig von den Erträgen des Ackerbaues ihres Landes, die Erwerbsquelle ist für sie Industrie und Handel, aus den Erträgen dieser können sie sich die nötigen Nahrungsmittel durch Kauf beschaffen. Der Erweiterung solcher Städte sind daher keine Schranken gesetzt, sie nehmen an Einwohnerzahl schnell zu und werden Großstädte.

Die Bedeutung der Lage einer Stadt ändert sich mit den all-

gemeinen wirtschaftlichen und auch politischen Verhältnissen. Die Städteanlage und Städteentwicklung ist deshalb häufig nur aus der Geschichte heraus zu verstehen.

In den einzelnen Ländern unterscheiden sich die Siedlungen auch nach ihrer äußeren Form, ihrer Anlage. Besonders ist bei den Städten die Bauart und die Entwicklung ihres Grundrisses eine kennzeichnende Erscheinung, die meist deutliche Beziehungen zu geographischen Faktoren zeigt. Sodann treten wesentliche Verschiedenheiten der Siedlungen auch in deren Alter hervor. In den meisten Ländern wechseln während der Geschichte Perioden der Neugründungen mit solchen des Stillstandes oder gar des Rückganges in der Besiedlung. Man hat sie als positive und negative Siedlungsperioden bezeichnet. Wüstungen und Ruinenstätten sind Merkmale negativer Siedlungsperioden. Je nach nach dem Alter sind die Siedlungen nach Lage und Form verschieden. So gelten im mittleren Deutschland die Runddörfer als Siedlungen der slawischen Zeit.

Literatur:
O. Schlüter, Die Siedlungen im nordöstlichen Thüringen. — Berlin, 1903.
K. Hassert, Die Städte geographisch betrachtet. (Aus Natur u. Geisteswelt, 163) — Leipzig, 1907.

Volks- und Siedlungsdichte.

Die Verteilung der Bevölkerung über die Erde ist sehr ungleich. Berechnet man die Zahl der Bewohner, welche bei gleichmäßiger Verteilung auf die Flächeneinheit kommen, so erhält man die Volksdichte oder die relative Bevölkerung. Als Einheit gilt allgemein das Quadratkilometer. Die Volksdichte der gesamten Landfläche der Erde beträgt rund 11. Für die einzelnen Erdteile ergeben sich folgende Werte:

	qkm	Bevölkerungszahl	Dichte
Europa	10 Mill.	446 Mill.	45
Asien	44 „	848 „	19
Afrika	30 „	138 „	4,6
Australien und Ozeanien	9 „	7 „	0,8
Amerika	42 „	176 „	4,2
Polargebiete	14 „	— „	—
Gesamterde	149 „	1615 „	11

Ein ungefähres Bild der Volksverteilung geben uns bereits alle Karten, auf denen die Ortschaften eingetragen und mit Angaben über

ihre Einwohnerzahl versehen sind. Sie schaffen zunächst eine Vorstellung von der Menge und Lage der Ortschaften, also von der Siedlungsdichte. Diese wird um so deutlicher zur Anschauung kommen, je größer der Maßstab der Karte ist, je genauer somit die Ortschaften nach ihrer Größe eingetragen werden können.

Zur Darstellung der Volksdichte auf den Karten dienen verschiedene Methoden. Sie stimmen alle darin überein, daß sie die Volksverteilung möglichst frei von Willkür, aber nach allgemeinen geographischen Gesichtspunkten zu berechnen suchen. Unbewohnte Gebiete sind von der Berechnung auszuschließen. Ebenso dürfen auch die Städte nicht ohne weiteres mitgezählt werden, weil ihre Bewohner nicht in so enger Beziehung zu ihrer Umgebung stehen wie die Landbewohner. In neuerer Zeit hat man die Volksdichte und Siedlungsdichte auf den Karten zugleich veranschaulicht.

Allen Volksdichtekarten haftet eine gewisse Willkür an, die sie auch untereinander schwer vergleichbar macht. Diese Willkür beruht auf der Wahl der Berechnungsmethode wie auf der Bestimmung der Grenzen sowohl des gesamten Gebietes als auch seiner Teilbezirke. Es sollen den Berechnungen möglichst nur natürliche Länder zugrunde gelegt werden. Diese sind jedoch schwer zu begrenzen und nach einheitlichen Gesichtspunkten zu definieren. Am zuverlässigsten erscheinen diejenigen Siedlungskarten, welche bis zum Einzelhofe die Siedlungen nach Lage und Einwohnerzahl angeben. Wenn sie auch keine positiven Zahlen für die Volksdichte liefern, so gewähren sie doch einen Einblick in die tatsächlichen Verhältnisse der Volksverteilung, was für anthropogeographische Betrachtungen das wesentlichste ist. Sobald derartige Darstellungen der Siedlungsverteilung nicht mehr möglich sind, erlangt die Volksdichte Bedeutung, sie ist besonders geeignet den Grad der Bewohntheit in größeren politischen oder geographischen Gebieten zu veranschaulichen.

Die Verteilung der Bevölkerung über die Fläche der natürlichen Länder der Erde ist zuweilen völlig gleichmäßig. Das ist namentlich in Ackerbaugebieten der Fall. Handel und Verkehr zieht die Bewohner dagegen vielfach an den Rand ihres Wohngebietes. Wir finden bei den Handelsvölkern daher eine mehr peripherische Verteilung, z. B. bei vielen Küstenvölkern. Endlich drängen sich in sehr abgeschlossenen Ländern die Bewohner auch nach einem Mittelpunkte zusammen. Man spricht dann von einer zentralen Volksverteilung.

Die wichtigste Ursache einer größeren Volksverdichtung

sind Handel und Industrie. Am dünnsten bevölkert sind auf der Erde, von den nahezu völlig unbewohnbaren Wüstengebieten abgesehen, die Steppen, die vorwiegend von Nomaden bewohnt werden. Der Ackerbau erlaubt bereits eine Verdichtung, aber nur so lange, als der Ertrag des Bodens ausreicht, um die Bewohner zu ernähren. Da die Erträge des Bodens mit der Fruchtbarkeit und günstigem Klima steigen, so sind diese beiden Faktoren ebenfalls von Einfluß auf die Volksdichte; sie kommen besonders zur Geltung bei verschiedener Höhenlage.

In den wärmeren Gebieten der Erde hat große Fruchtbarkeit des Bodens unter reichem Niederschlage und hoher Temperatur vielfach eine außerordentliche Volksdichte ermöglicht. Namentlich zeigen die Monsunländer Ost- und Südasiens eine sehr starke Bevölkerung. Dasselbe ist auch in Java und auf einigen anderen tropischen Inseln der Fall. Das dicht besiedelte Niltal ist hier ebenfalls zu erwähnen.

In Europa, das ganz der gemäßigten Zone angehört, ist die hohe Volksdichte einzelner Gebiete auf den Einfluß von Handel und Verkehr und vor allem auf den der Industrie zurückzuführen. Die dichteste Bevölkerung finden wir in den industriellen Ländern Sachsen und Belgien.

Nach Woeikow zeigt die Bevölkerung der Erde in ihrer Verteilung eine zonale Anordnung. Mehr als die Hälfte der Menschen wohnen zwischen dem 20.⁰ und 40.⁰ n. Br. Noch nicht ein Drittel hat seinen Wohnsitz nördlich vom 40.⁰ n. Br. und etwa ein Fünftel lebt auf dem übrigen Gebiet der Erde südlich vom 20.⁰ n. Br. Das Übergewicht der Menschheit fällt also in den südlichen Teil der gemäßigten Zone, die auch wirtschaftlich besonders begünstigt erscheint.

Literatur:

A. Woeikow, Verteilung der Bevölkerung auf der Erde unter dem Einfluß der Naturverhältnisse und der menschlichen Tätigkeit. (Petermanns Mitt. 1906).

O. Schlüter, Die Siedlungen im nordöstlichen Thüringen. — Berlin, 1903.

Neukirch, Studien über die Darstellbarkeit der Volksdichte. (Diss.) — Freiburg, 1897.

R. Tronnier, Beiträge zum Problem der Volksdichte. — Stuttgart, 1908.

Die Staaten.

Die Menschen betrachten den Boden, auf dem sie sich niederlassen, als ihren Besitz. Sie verteidigen diesen gegen andere, die ihnen ihr Eigentum streitig machen wollen. Darin liegt die erste Veranlassung zur Bildung von Gemeinschaften, aus denen schließlich die Staaten her-

vorgehen. Namentlich bei seßhaftem Leben ist ein Bedürfnis nach Schutz des Eigentums lebhaft vorhanden.

Die Form solcher Gemeinschaften ist sehr verschieden. Die Naturvölker bilden zunächst nur Familien oder Stämme, die dann vorübergehend sich auch wohl zu größeren Einheiten zusammenscharen. Schon hier finden wir die Leitung der gemeinsamen Unternehmungen in der Hand eines einzelnen oder einiger Wenigen. Das ist jeder staatlichen Bildung eigen. Hat ein einzelner die Herrschaft, so bezeichnet man die Verfassung als eine Monarchie. Übt der Alleinherrscher unumschränkte Gewalt über alle Mitbewohner des Staates aus, so haben wir es mit einer Despotie zu tun; ist seine Gewalt unumschränkt, aber doch gesetzlichen Bestimmungen unterworfen, so bezeichnet man die Verfassung als eine Autokratie; ist endlich der Herrscher in einzelnen Regierungshandlungen von der Zustimmung einer Volksvertretung abhängig, so heißt die Monarchie eine konstitutionelle. In vielen Staaten wird die Führung nur auf Zeit einem gewählten Beamten, einem Präsidenten, übertragen, an der Leitung des Staates nimmt aber das ganze Volk teil; sie bilden Freistaaten oder Republiken. Die Wahl des Präsidenten kann, wie zeitweilig in der römischen Republik, auf einige bevorzugte Familien beschränkt sein, Aristokratie, oder sich auch, wie gegenwärtig in Frankreich, auf das ganze Volk ausdehnen, Demokratie.

Auch der Größe nach sind die Staaten sehr ungleich. Wir können sie nach ihrer räumlichen Ausdehnung in Groß-, Klein- und Mittelstaaten einteilen. Bedeutsamer als die Raumgröße ist aber die Machtentfaltung. Danach unterscheiden wir Großmächte und Kleinmächte und sprechen wohl auch von Mittelmächten. Die Großmächte zeichnen sich durch ihre wirtschaftliche und militärische Kraft, durch ihre innere Festigkeit aus. Sie sind zugleich der Sitz höherer Kultur, die die eigentliche Grundlage ihrer Macht bildet. Wie die höhere Kultur finden wir auch die Großmächte nur in der gemäßigten Zone. Kennzeichnend für sie ist endlich, daß sie meist zugleich Kolonialstaaten sind.

Mit den geographischen Verhältnissen der Staaten beschäftigt sich die politische Geographie. Ihre Aufgabe im besonderen ist es, die Beziehungen zwischen Staat und Boden festzustellen. Sie ist in neuerer Zeit namentlich durch Friedrich Ratzel bearbeitet und wissenschaftlich vertieft worden.

Der Staat ist im allgemeinen als ein lebender Organismus zu betrachten, er stellt eine biogeographische Einheit dar, die eng an

den Boden geknüpft ist; dieser ist eben die geographische Grundlage des Staates.

Infolge der Mannigfaltigkeit des Bodens macht sich in jedem Staate eine Neigung zur Differenzierung geltend. Davon werden kleine politische Gebilde stärker berührt als große; kleine Staaten zerfallen unter solchen Wirkungen des Bodens leichter, große, zumal mit höherer Kultur, lösen sich von dem differenzierenden Einflusse des Bodens los. Die politische Macht ist größer als dieser und erlaubt sogar aus wirtschaftlichen Gründen künstliche Unterschiede des Landes zu schaffen, ohne sich der Gefahr des Verfalles auszusetzen.

Der Staat entwickelt sich auf dem Boden; jede Erweiterung dieses, jede Besitzergreifung neuen Bodens fördert daher auch seine Macht. Als eine Wachstumserscheinung des Staates müssen wir deshalb auch die Kolonisation bezeichnen. Diese geht hervor aus Expansionsbestrebungen wirtschaftlicher, politischer und geistiger Art.

Das Gebiet eines Staates ist nicht scharf durch die politischen Grenzen abgeschlossen, es greift vielmehr über diese hinaus. Das eigentliche Staatsgebiet ergibt sich aus dem Bereiche der natürlichen Eigenschaften des Landes, es ist insofern auch ein Naturgebiet. Jeder Staat ist daher von einer sogenannten Interessensphäre umgeben. Zwischen den Kulturstaaten Europas wird diese durch neutrale Staaten, z. B. die Schweiz, dargestellt, in Afrika bildet sie für die einheimischen Völker ein Raubgebiet, für die Kolonien eine Fläche zukünftiger Erweiterung.

Die Machtförderung durch Vergrößerung des politischen Raumes hat in den Staaten das Bestreben nach Vereinigung zu größeren Staatseinheiten erweckt. Es entstehen Staatenbunde und Bundesstaaten. Diese Neigung zu politischem Zusammenschlusse steigert sich mit höherer Kultur.

Von größter Bedeutung für die Entwicklung eines Staates ist seine geographische Lage. Wir haben hier eine natürliche und eine politische Lage zu unterscheiden. Die letztere gibt sich zu erkennen als Randlage oder als Binnenlage in bezug auf einen größeren Landraum. Die Randlagen sind politisch begünstigt. In den gegenwärtigen Großstaaten finden wir meist Rand- und Binnenlage vereint. Die Mittellage, z. B. die Deutschlands, führt häufig zu nationaler und politischer Kräftigung. Hier kommt auch die politische Nachbarschaft in Betracht, die ebenfalls von Einfluß auf die politisch-geographischen Verhältnisse ist.

Die Staaten stehen weiter in enger Beziehung zu dem Raume. Alle

wichtigen politischen Veränderungen während der Geschichte sind mit räumlichen Veränderungen verbunden. In der Gegenwart ist große Raumauffassung charakteristisch. Die Mächte suchen in allen Teilen der Erde räumlichen Besitz zu erwerben und dadurch ihre politische Stellung zu stärken.

Die politische Wirkung weiter und enger Räume ist wesentlich verschieden. Weite Räume verjüngen nach Ratzel politisch die Völker, sie mildern die politischen Konflikte und demokratisieren das Staatswesen, aber sie schwächen auch die kulturelle Kraft, indem sie den geistigen und materiellen Verkehr erschweren. Staaten von bedeutender räumlicher Größe sind jedoch im allgemeinen von größerer Dauer.

Im engen Raume kommen die Völker rascher zur politischen Reife, zu nationalem Bewußtsein. Kleine Staaten entfalten daher früher eine politische Macht und werden so der Ausgangspunkt für die politische Ausbreitung, für die Bildung großer Staaten. Freilich hemmt die Raumbeschränkung auch die Entfaltung der politischen Kraft. Die Kleinstaaten altern früher und verfallen leichter.

Der Raum erhält seine politische Bedeutung erst dadurch, daß er bewohnt ist. Die Bevölkerungszahl ist auch politisch-geographisch von großem Werte, sie repräsentiert gleichsam eine Summe geistiger Kräfte. Hiernach ist weiter die Volksdichte ein wichtiger Faktor für die Staatsentwicklung. Eine dichte Bevölkerung verleiht dem Staate größere Dauer und Widerstandsfähigkeit gegen fremde Einflüsse. Allein die Kraft des Einzelnen kommt in der großen Volksmenge nicht so zur Geltung und Anspannung. Infolgedessen liegt in einer zu dichten Bevölkerung auch oft die Ursache für eine Schwächung der Volkskraft in geistiger und sitttlicher Beziehung. Bei geringer Volksdichte wird dagegen die Kraft des Einzelnen oft bis zum äußersten angespannt, und das bedingt dann einen raschen Fortschritt, der sich in politischer Machtentfaltung nach außen betätigt.

Die Folge zu starker Bevölkerungszunahme ist die Auswanderung, die gleichsam ein Überfließen der Volksmenge nach anderen Gebieten darstellt. Diese wird allerdings auch wesentlich gefördert durch den Reiz wirtschaftlicher Vorteile, die das Volk im neuen Wohnraume zu erlangen hofft. Vielfach kommt aber die Auswanderung ebenfalls wieder dem Heimatsstaate zugute, indem mit der Ausbreitung seiner Bürger eine neue politische Ausbreitung verbunden ist und die Auswanderer dem späteren Erwerbe von Kolonien vorarbeiten (Deutschland). Zuweilen

fließt die überschüssige Bevölkerung unmittelbar nach den Kolonien ab und steigert damit deren politischen Wert (England).

In ähnlicher Weise bahnt auch der Verkehr häufig eine Machterweiterung des Staates an. Dieser wächst gewissermaßen dem Verkehre nach. In jedem Verkehrsgebiete liegt der Keim zu politischer Entwicklung. Wie hoch in allen Kulturstaaten dieser Faktor geschätzt wird, geht deutlich aus dem Interesse hervor, das die Staatsverwaltungen dem Ausbaue des Verkehrs widmen.

Auswanderung und Verkehr bringen den Staat überdies am meisten mit den Bewohnern und dem Boden anderer Staaten in Berührung, von denen er durch Grenzen getrennt ist. Es sind das politische Grenzen, über die somit der Wirkungskreis eines Staates weit hinausgreift. Wir haben uns darum die politisch-geographische Grenze überhaupt nicht als eine Linie zu denken, sie ist vielmehr eine Zone, ein Grenzsaum, in dem sich die politischen Verschiedenheiten der beiden Grenzstaaten ausgleichen.

Für die Ausbreitung der Menschen gibt es, wie früher gezeigt wurde, eine Reihe natürlicher Grenzen. Dazu gehören Meeresküsten, Wüstenränder, Flußlinien, Waldränder, Gebirgskämme und ähnliche Schranken der Fortbewegung. Mit diesen natürlichen Grenzen fallen die politischen keineswegs immer zusammen. Jeder Staat zeigt aber das Streben, beide Grenzen zur Deckung zu bringen, gewissermaßen ganz in das Naturgebiet hinein zu wachsen. Erst wenn beide Grenzen zusammenfallen, ist Staatsgebiet und Naturgebiet eins. Daher finden wir Großstaaten zumeist, wo auch größere natürliche Landeinheiten vorhanden sind (Rußland, Vereinigte Staaten von Amerika, China). Kleinstaaten treten dagegen häufiger in reicher gegliederten Landschaften (Balkanhalbinsel, Zentralamerika) oder in dem Grenzsaume größerer natürlicher Landgebiete (Niederlande, Portugal, Belgien) als Randstaaten, Küstenstaaten oder als neutrale Staaten auf.

Der politische Wert der verschiedenen Grenzen hängt von der Eigenart des Landes ab. Wichtig ist der Verlauf und damit die Länge der Grenze. Letztere findet ihren Ausdruck in dem Begriffe der Grenzentwicklung, der dem der Küstenentwicklung (S. 138) analog ist.

Die Bildung und Erweiterung der Staaten steht auch in enger Beziehung zu den einzelnen Formen der Landfläche. So haben die Ebenen, die Gebirge und die Flußtäler besondere politisch-geographische Erscheinungen hervorgerufen. Am wirksamsten hat das Meer in der Gegenwart die politischen Verhältnisse beeinflußt. Das Meer ist nach

Ratzel keineswegs ein politisch-leerer Raum, vielmehr erhöht das Meer den politischen Raum der Länder. Ohne überseeische Machtentfaltung ist heute ein Großstaat undenkbar. Zum Kennzeichen einer kraftvollen Staatsentwicklung gehört gegenwärtig eine gleichmäßige Betätigung kontinentaler und maritimer Interessen.

Literatur:

Fr. Ratzel, Politische Geographie. — München, 2. Aufl., 1903.

E. Schöne, Politische Geographie. (Aus Natur u. Geisteswelt, 353) — Leipzig, 1911.

Register.

Berichtigungen und Ergänzungen.

Seite 5, 6. Zeile von unten: „6. Aufl. 1916“ statt „5. Aufl. 1911“.
Seite 28, 5. Zeile von oben: „Clairaut“ statt „Clairant“.
Seite 49, 11. Zeile von unten: „H. W. Dove“ statt „Karl Dove“.
Seite 108, 2. Zeile von unten: „Korrasion“ statt „Corrasion“.
Seite 194, 5. Zeile von oben: „Meeresreste“ statt „Meeresruhe“.
Seite 309, zur Literatur hinzuzufügen: Leo Berg, Das Problem der Klimaänderung in geschichtlicher Zeit. (Geogr. Abhandl. hrsg. v. Penck. 10. Bd. 2. Heft) — Leipzig-Berlin, 1914.
Seite 377, 1. Zeile von unten: „Argentiniens“ statt „Patagoniens“.

Druck von August Pries in Leipzig.

562440

Ule, Willi (i.e. Wilhelm)
Grundriss der Allgemeinen Erdkunde.

G
U

University of Toronto Library

DO NOT
REMOVE
THE
CARD
FROM
THIS
POCKET

Acme Library Card Pocket
LOWE-MARTIN CO. LIMITED